F 1578

REFERATIVĂ

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

1

TOMUL 9
1971

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 9, NR. 1 1971

SUMAR

CERCETĂRI Pag.

G. PURCARU, D. ZORILESCU, Relaţia frecvenţă-magnitudine pentru distribuţia lognormală a magnitudinii cutremurelor 3
N MÂNDRESCU, Cercetări experimentale privind înregistrarea şi separarea undelor elastice transversale polarizate vertical, cu seismograful portabil FS_3 13
G. ATANASIU, Variaţia seculară geomagnetică în R. S. România între 1935 şi 1965 19
ŞT. AIRINEI, SC. STOENESCU, GEORGETA VELCESCU, Hartă magnetică a Munteniei şi Olteniei 27
D. MILCOVEANU, Expresiile mărimilor spectrale relative la modelele utilizate în interpretarea gravimetrică 39
D. ZORILESCU, Determinarea probabilităţilor de interceptare a zonelor mineralizate cu reţelele de prospectare geofizică 73
SEVER SPÂNOCHE, PETRE CONSTANTINESCU, PAUL CRISTEA, Aplicarea seismicii de înaltă frecvenţă în zona cu bauxită de la Ohaba-Ponor 79

STUDII MONOGRAFICE DE ANSAMBLU

VALERIU VARODIN, Particularităţi ale prospecţiunii seismice marine (II) . 83
VASILE CHIŞCAN, Prospecţiunea seismică privită din punctul de vedere al teoriei statistice a cumunicaţiei (II) 143
AL. STĂNCIULESCU, Realizări şi probleme geofizice apărute pe plan internaţional între al V-lea şi al VI-lea simpozion de geofizică din R. S. România (1968 şi 1969) 189

ST. CERC. GEOL., GEOGR.. GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 1—218, BUCUREŞTI, 1971

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

RELAȚIA FRECVENȚĂ-MAGNITUDINE PENTRU DISTRIBUȚIA LOGNORMALĂ A MAGNITUDINII CUTREMURELOR

DE

G. PURCARU, D. ZORILESCU

Institutul de cercetări miniere, Calea Victoriei nr. 220, București

1. INTRODUCERE

Una dintre problemele importante ale statisticii în seismologie este aceea a distribuției magnitudinii cutremurelor. Pînă în prezent este în general acceptat că distribuția magnitudinii cutremurelor este exprimată prin relația frecvență-magnitudine a lui Gutenberg-Richter [1], $\log N(M) = A - BM$, care dă frecvența $N(M)\mathrm{d}M$ a cutremurelor, cu magnitudinea între M și $M+\mathrm{d}M$, produse într-un spațiu și timp dat (limitat) și unde A și B sînt constante pentru o serie dată de cutremure.

O seamă de aspecte teoretice au fost studiate pe seama acestei formule. Astfel Utsu a arătat că coeficientul B poate fi mai ușor estimat cu formula $B = \log e/(\overline{M} - M_{\min})$, unde $\overline{M}$ și $M_{\min}$ sînt, respectiv, magnitudinea medie și minimă într-o selecție dată de cutremure. Aceeași problemă și altele de asemenea importante au fost analizate în lucrările [3] — [8].

Folosind metoda celor mai mici pătrate sau formula lui Utsu, diverși autori [6], [9] — [16] au dat valorile lui B și A într-o serie de lucrări de sinteză pentru diferite regiuni ale pămîntului și au stabilit diferite legi și proprietăți în statistica cutremurelor. În lucrările citate, ca și în aproape toate celelalte, este folosită formula lui Gutenberg-Richter ca o ajustare liniară a distribuției frecvență-magnitudine observate a cutremurelor.

S-a observat însă în practică că în unele regiuni seismice, ca America de Sud [16], Grecia [17], România [18], [19], numărul cutremurelor pentru $M < M_{\min}$ este în realitate mai mic decît cel așteptat prin extrapolarea la stînga a graficului liniar, cu toate că înregistrările cutremurelor s-au făcut cu sensibilitate mărită. Există de asemenea și unele considerente teoretice [5], [20], [21], care au condus la încercări de găsire a altor aproximări a distribuțiilor $N(M)$, M sau $N(E)$, E, decît printr-o linie dreaptă.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9., NR. 1, P. 3–12, BUCUREȘTI, 1971

O considerare critică detaliată a distribuției $N(E)$, E (valabilă și pentru distribuția $N(M)$, M) în formă liniară este dată în [21]. Autorul analizează inconsistențele ajustării liniare a relației frecvență-energie.

În lucrările [21] și [22] sînt folosite pentru prima dată distribuții lognormale ale lui E și M pentru ajustarea relațiilor frecvență-energie și frecvență-magnitudine.

2. REPARTIȚIA LOGNORMALĂ A MAGNITUDINII CUTREMURELOR ȘI ESTIMAREA COEFICIENȚILOR RELAȚIEI FRECVENȚĂ-MAGNITUDINE

În lucrarea [22] s-a efectuat o analiză statistică asupra magnitudinilor cutremurelor produse în centrul Vrancea între 1937 și 1962 pe baza datelor din [23]. Analiza efectuată a condus la ipoteza că magnitudinile cutremurelor produse în Vrancea urmează o lege de repartiție lognormală și nu liniară.

Densitatea de probabilitate a repartiției lognormale a magnitudinilor este de forma următoare:

$$f(M, \gamma, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_{\ln} \cdot M} \exp\left[\frac{-(\ln M - \ln \gamma)^2}{2\sigma_{\ln}^2}\right], \tag{1}$$

unde $\sigma_{\ln}^2$ și $\ln \gamma$ sînt varianța și media variabilei $\ln M$.

Această ipoteză a fost verificată cu ajutorul testului de concordantă χ^2 pentru un prag de semnificație $q = 0{,}05$ (adică o probabilitate de $p = 1 - q = 0{,}95$).

S-a calculat magnitudinea medie cu ajutorul relației

$$E(M) = \gamma e^{\frac{\sigma^2}{2}}. \tag{2}$$

În aceeași lucrare se dă și o relație nouă pentru frecvența cutremurelor, sub forma

$$\log N(M) = a + b \log M - c \log^2 M, \tag{3}$$

în care coeficienții a, b, c sînt estimați cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate.

S-a constatat că această relație, în cazul zonei Vrancea, estimează mult mai bine decît legea liniară a lui Gutenberg-Richter frecvențele cutremurelor înregistrate.

Corespunzător, legea de repartiție lognormală estimează mai bine decît legea exponențială repartiția reală a magnitudinilor cutremurelor.

Rezultate asemănătoare, însă asupra legii de repartiție a energiei cutremurelor, au fost obținute independent de Neunhöfer [21]. În această lucrare vom stabili formulele simple cu ajutorul cărora se pot estima direct coeficienții a, b, c fără a mai fi necesară aplicarea metodei celor mai mici pătrate.

Mai întîi vom dovedi că, atunci cînd legea de repartiție a magnitudinilor este lognormală, formula frecvență-magnitudine trebuie să fie de forma (3).

Logaritmînd funcția de densitate de probabilitate a magnitudinei (1), se obține

$$\log f(M) = -\log(\sqrt{2\pi}\sigma_{\ln}) - \log M - \frac{(\ln M - \ln\gamma)^2}{2\sigma_{\ln}^2}\log e$$

sau, după transformarea logaritmilor naturali în zecimali,

$$\log f(M) = -\log\sqrt{2\pi} + \log\frac{\log e}{\sigma_{\log}} - \frac{\log e}{2\sigma_{\log}^2}\cdot\log^2\gamma +$$

$$+\left(\frac{\log e}{\sigma_{\log}^2}\cdot\log\gamma - 1\right)\log M - \frac{\log e}{2\sigma_{\log}^2}\cdot\log^2 M. \tag{4}$$

Dacă notăm

$$a^* = \log\frac{\log e}{\sigma_{\log}} - \frac{\log e}{2\sigma_{\log}^2}\log^2\gamma - \log\sqrt{2\pi}, \tag{5}$$

$$b^* = \frac{\log e}{\sigma_{\log}^2}\log\gamma - 1, \tag{6}$$

$$c^* = \frac{\log e}{2\sigma_{\log}^2}, \tag{7}$$

relația (4) devine

$$\log f(M) = a^* + b^*\log M - c^*\log^2 M, \tag{8}$$

unde se observă că $c^* > 0$.

Cunoscînd media $\log\gamma$ și varianta $\sigma_{\log}^2$ ale variabilei $\log M$, se pot calcula ușor cu ajutorul relațiilor (5) — (7) coeficienții a^*; b^*; c^*;

Formula (8), care definește logaritmul densității de probabilitate al repartiției lognormale, arată că relația frecvență-magnitudine se poate scrie sub forma

$$\log N(M) = a + b\log M - c\log^2 M \quad (c>0), \tag{9}$$

unde coeficienții au fost notați a, b, c, spre deosebire de a^*, b^*, c^* din relația (8), deoarece $f(M)$ și $N(M)$ reprezintă o densitate de probabilitate și, respectiv, o frecvență, prin urmare funcții în general asemănătoare, dar neidentice.

Aşa cum s-a mai amintit, pe baza unei serii de cutremure, coeficienţii a, b, c se pot determina prin metoda celor mai mici pătrate. Aici vom găsi printr-o altă metodă formule directe de calcul.

Pentru aceasta vom calcula, pe baza unei serii de cutremure cu magnitudini M, media $\ln \gamma$ şi varianta $\sigma^2_{\ln}$ a variabilei $\ln M$:

$$\ln \gamma = \ln M = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} N \ln M \, \mathrm{d}(\ln M)}{\int_{-\infty}^{+\infty} N \, \mathrm{d}(\ln M)} = \frac{I_2}{I_1}, \tag{10}$$

în care I_1 reprezintă numărul total de cutremure, iar I_2 este suma tuturor valorilor luate de variabila $\ln M$.

Estimaţia mediei variabilei $\ln M$ cu ajutorul mediei aritmetice se ştie că este absolut corectă în ipoteza că variabila $\ln M$ urmează o repartiţie normală.

Varianţa variabilei $\ln M$ este dată de formula

$$\sigma^2_{\ln} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} N (\ln M)^2 \, \mathrm{d}(\ln M)}{\int_{-\infty}^{+\infty} N \, \mathrm{d}(\ln M)} - (\ln \gamma)^2, \tag{11}$$

unde

$$I_3 = \int_{-\infty}^{+\infty} N (\ln M)^2 \, \mathrm{d}(\ln M).$$

Relaţia (9) în logaritmi naturali se scrie

$$\ln N(M) = a' + b \ln M - c' (\ln M)^2 \quad (c' > 0),$$

unde

$$a' = a/\log e,$$

$$c' = c/\log e.$$

În continuare vom evalua integralele I_1; I_2; I_3:

$$I_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left[a' + b \ln M - c' (\ln M)^2\right] \mathrm{d}(\ln M) = \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{c'}} \exp(a' + b^2/4c'), \tag{12}$$

fiind bine cunoscută în literatură. Pentru I_2 avem:

$$I_2 = \int_{-\infty}^{+\infty} \ln M \exp\left[a' + b \ln M - c' (\ln M)^2\right] \mathrm{d}(\ln M).$$

Punînd ln $M = x$, avem

$$I_2 = \int_{-\infty}^{+\infty} x \exp\left[-c'\left(x^2 - \frac{b}{c'}x - \frac{a'}{c'}\right]\right] \mathrm{d}x.$$

După cîteva calcule simple se obține

$$I_2 = \frac{b\sqrt{\pi}}{2c'\sqrt{c'}} \exp\left(a' + \frac{b^2}{4c'}\right). \tag{13}$$

Asemănător pentru I_3 avem

$$I_3 = \int_{-\infty}^{+\infty} x^2 \exp(a' + bx - c'x^2)\,\mathrm{d}x =$$

$$= \frac{1}{2}\int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{u} \exp\left[-c'\left(u - \frac{b}{c'}\sqrt{u} - \frac{a'}{c'}\right)\right]\mathrm{d}u,$$

unde

$$x^2 = u.$$

Efectuînd calculele, se obține pentru I_3 expresia

$$I_3 = \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{c'}} \exp\left(a' + \frac{b^2}{4c'}\right)\left(\frac{1}{2c'} + \frac{b^2}{4c'^2}\right). \tag{14}$$

Introducînd valorile lui I_1, I_2 și I_3 în relațiile (10) și (11), avem

$$\ln \gamma = \frac{b}{2c'}, \tag{15}$$

$$\sigma_{\ln}^2 = \frac{1}{2c'}. \tag{16}$$

Ținînd seama că $c' = c \log e$, după transformarea în logaritmi zecimali, formulele (15) și (16) devin

$$\log \gamma = \frac{b}{2c}, \tag{17}$$

$$\sigma_{\log}^2 = \frac{\log e}{2c} \tag{18}$$

sau

$$b = \frac{\log e}{\sigma^2_{\log}} \cdot \log \gamma, \tag{19}$$

$$c = \frac{\log e}{2\sigma^2_{\log}}. \tag{20}$$

Coeficientul a din relația (9) poate fi ușor calculat din relația frecvențelor cumulate în cazul legii de repartiție lognormală a magnitudinilor:

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{M} \exp\left[-\frac{(\ln M - \ln\gamma)^2}{2\sigma^2}\right] \mathrm{d}M = 1. \tag{21}$$

Ținînd seama de relațiile (15) și (16), relația (21) devine

$$\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}\exp\left(a' + \frac{b^2}{4c'}\right)} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left[a' + b \ln M - c' (\ln M)^2\right] \mathrm{d}(\ln M) = 1.$$

Cum integrala din expresia de mai sus reprezintă numărul total de cutremure, $n(M \geqslant M_{\min})$ din seria considerată, avem

$$\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} n(M \geqslant M_{\min}) \exp\left(-\frac{b^2}{4c'}\right) = e^{a'},$$

de unde se obține a' și deci a sub forma

$$a = \log n(M \geqslant M_{\min}) + \frac{1}{2}\log(2c \log e) - \frac{b^2}{4c} - \log\sqrt{2\pi}. \tag{22}$$

3. DISCUȚII ȘI APLICAȚIE

Formulele (19), (20) și (22) dau estimații ale coeficienților a, b, c din relația frecvență-magnitudine (9) în ipoteza repartiției lognormale a magnitudinii cutremurelor fără folosirea metodei celor mai mici pătrate. Este suficient să se cunoască numai media și varianța lui $\log M$, care în practică este ușor de evaluat.

Comparînd formulele (19), (20) și (22) cu formulele (5), (6) și (7), se observă următoarele relații între coeficienții expresiilor (8) și (9):

$$a = \log n(M \geqslant M_{\min}) + a^*, \tag{23}$$

$$b = 1 + b^*, \tag{24}$$

$$c = c^*. \tag{25}$$

Relațiile (23), (24) și (25) exprimă în ce raport se găsesc curbele definite de logaritmul densității de probabilitate (8) și relația frecvență magnitudine (9), și anume:

a) ordonatele celor două curbe diferă prin constanta $\log n(M \geqslant M_{\min})$;

b) pantele tangentelor pentru un M dat se găsesc în relația $\operatorname{tg} \alpha = 1 + \operatorname{tg} \alpha^*$ (α se referă la curba (9), iar α^* la (8));

c) abscisele punctelor de maxim ale curbelor rezultă din

$$\frac{\mathrm{d} \ln f(M)}{\mathrm{d}M} = 0,$$

$$\frac{\mathrm{d} \ln N(M)}{\mathrm{d}M} = 0,$$

adică

$$b^* - 2c^* \log e \ln M = 0,$$

$$b - 2c \log e \ln M = 0.$$

Efectuînd calculele, se obține din prima ecuație

$$M^* = \exp\left(\frac{b}{2c \log e}\right) \exp\left(\frac{-1}{2c \log e}\right),$$

iar din a doua

$$M = \exp\left(\frac{b}{2c \log e}\right).$$

Se observă că

$$M^* = M \exp\left(-\frac{1}{2c \log e}\right), \tag{26}$$

ceea ce înseamnă că abscisele punctelor de maxim sînt diferite.

Înlocuind $\ln \gamma$ și $\sigma^2_{\ln}$ din relațiile (15) și (16) în expresia (1), se obține densitatea de probabilitate a repartiției lognormale a magnitudinilor în funcție de coeficienții b și c ai relației magnitudine-frecvență a cutremurelor (9):

$$f(M, b, c') = \frac{\sqrt{c'}}{\sqrt{\pi}\, M} \exp\left(\frac{-(2c' \ln M - b)^2}{4c'}\right), \tag{27}$$

unde $c' = c \log e$.

Corespunzător relației (2), magnitudinea medie a cutremurelor în seria considerată este

$$E(M) = \exp\left(\frac{2b + 1}{4c \log e}\right). \tag{28}$$

Varianta magnitudinilor este

$$\sigma_M^2 = E^2(M)\,(e^{\sigma_{\ln}^2} - 1),$$

adică

$$\sigma_M^2 = \exp\left(\frac{b+1}{c \log e}\right) - \exp\left(\frac{2b+1}{2c \log e}\right).$$

Ca exemplu se calculează coeficienţii a, b, c ai relaţiei magnitudine-frecvenţă (9) pentru cutremurele din Vrancea.

Pe baza datelor din lucrarea [22] s-a calculat media şi varianţa lui $\log M$:

$$\log \gamma = \log M = 0{,}59975,$$

$$\sigma_{\log}^2 = 0{,}049137.$$

Introducînd aceste valori în formulele (19), (20) şi (22) şi ţinînd seama că

$$\log n\,(M \geqslant M_{\min}) = \log 377 = 2{,}58,$$

obţinem

$$a = -12{,}86,$$

$$b = 53{,}00,$$

$$c = 44{,}32$$

şi deci relaţia magnitudine-frecvenţă calculată prin metoda dată în această lucrare va fi

$$\log N = -12{,}86 + 53 \log M - 44{,}32\,(\log M)^2.$$

În lucrarea amintită s-a obţinut cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate, pentru aceeaşi serie de cutremure, relaţia

$$\log N = -10{,}39 + 37{,}01 \log M - 31{,}44\,(\log M)^2.$$

Diferenţele în procente dintre valorile coeficienţilor a, b, c, estimaţi prin cele două metode, sînt 23, 43 şi, respectiv, 41% erori, cu mult mai mici în comparaţie cu cele obţinute în lucrarea [16] prin aplicarea metodei lui Utsu şi a metodei celor mai mici pătrate pentru estimarea coeficienţilor A şi B din formula Gutenberg-Richter.

4. CONCLUZII

Analiza statistică a magnitudinilor cutremurelor pentru unele regiuni seismice a arătat că distribuția magnitudinilor unor serii de cutremure poate fi reprezentată cel mai bine printr-o repartiție lognormală, care înlătură o serie de inconsistențe legate de ipoteza repartiției exponențiale și, în consecință, de ipoteza liniarității relației magnitudine-frecvență.

De aceea este necesar ca în studiul frecvenței producerii cutremurelor în raport cu magnitudinea să se testeze în primul rînd concordanța distribuției empirice a magnitudinilor observate din seria considerată cu una din repartițiile teoretice cunoscute.

Ipoteza, acceptată cu probabilitate maximă, va fi luată atunci în considerație pentru estimarea coeficienților relației magnitudine-frecvență, corespunzătoare legii de repartiție găsită.

BIBLIOGRAFIE

1. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Frequency of Earthquakes in California*, Bull. Seism. Soc. Am., **34**, 185—188 (1944).
2. T. Utsu, *A Method for Determining the Value of b in a Formula log n = a — bM showing the Magnitude — Frequency Relation for Earthquakes*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **13**, 99—103 (1965).
3. K. Aki, *Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula log N = a — bM and its Confidence Limits*, Bull. Earthq. Res. Inst., *43*, 237—239 (1965).
4. C. Lomnitz, *Statistical Prediction of Earthquakes*, Rev. Geophys., *4*, 377—393 (1966).
5. R. M. Hamilton, *Mean Magnitude of an Earthquake Sequence*, Bull. Seism. Soc. Am.. **57**, *5*, 1115—1116 (1967).
6. T. Utsu, *Some Problems of the Frequency Distribution of Earthquakes in Respect to Magnitude (I)*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., *17*, 85—112 (1967).
7. T. Utsu, *A Statistical Significance Test of the Difference in b-value between Two Earthquake Groups*, J. Phys. Earth., *14*, 37—40 (1966).
8. T. Utsu, *Some Problems of the Frequency Distribution of Earthquakes in Respect to Magnitude (II)*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **18**, 53—69 (1967).
9. V. Kárnik, *Magnitude — Frequency Relation and Seismic Activity in Different Regions of the European Area*, Bull. IISEE, *1*, 9—32 (1964).
10. V. Kárnik *Сопоставление сейсмической активности сейсмических зон Европы*, Изв. АН СССР, Физика земли, *7*, 70—77 (1969).
11. P. Welkner M., *Statistical Analysis of Earthquake Occurrence in Japan, 1926—1956*, Bull. IISEE, *2*, 1—27 (1965).
12. H. Tomita, T. Utsu, *Magnitude Distribution of Earthquakes in Various Regions of the World*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **19**, 57—64 (1968).
13. Ю. В. Ризниченко, *Проблемы детального изучения региональной сейсмичности*, Изв. АН СССР, Физика земли, *7*, 3—20 (1969).
14. С. Миомура, *Сейсмичность Японии и окрестностей*, Изв. АН СССР, Физика земли, *7*, 21—50 (1969).
15. П. Белькнер, *Пространственное распределение сейсмических параметров на севере Чили*, Изв. АН СССР, Физика земли, *7*, 51—65 (1969).
16. S. Suyehiro, *A Search for Small, Deep Earthquakes Using Quadripartite Stations in the Andes*, Bull. Seism. Soc. Am., **57**, 447 (1967).
17. A. G. Galanopoulos, B. C. Papazachos et. al., *Aftershock Sequences and Crustal Structure in the Region of Greece*, Sci. Progr. Rept., N 8, Nat. Obs. of Athens, Seismol. Inst. Athens, June 1967.
18. C. Radu, V. Tobyás, *Contribuții la cercetarea cutremurelor slabe de adîncime intermediară din regiunea Vrancea*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., ser. geofiz., **6**, 2, 205—209 (1968).

19. T. Iosif, G. Purcaru, *Amortizarea undelor S în scoarță și mantaua superioară și energia cutremurelor din Vrancea*, comunicare prezentată la al IV-lea Simpozion de geofizică, București, 1966, și la reuniunea C.E.S., Copenhaga, 1966.
20. M. Niazi, *Seismicity of Northern California and Western Nevada*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, *2*, 845—850 (1964).
21. H. Neunhöfer, *Non-Linear Energy — Frequency Curves in Statistics of Earthquakes*, Pure and Appl. Geophys., **72**, *1*, 76—83 (1969).
22. I. Săcuiu, D. Zorilescu, *A Statistical Analysis of Seismic Data Concerning the Earthquakes in the Zone of the Vrancea Focus*, Bull. Seism. Soc. Am. (1970) (sub tipar).
23. D. Enescu, D. Jianu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea la stațiile seismografice românești* St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geofiz., **1**, *2*, 277—295 (1963).

CERCETĂRI EXPERIMENTALE PRIVIND ÎNREGISTRAREA ȘI SEPARAREA UNDELOR ELASTICE TRANSVERSALE POLARIZATE VERTICAL, CU SEISMOGRAFUL PORTABIL FS_3

DE

MÂNDRESCU NICOLAE

Întreprinderea geologică de prospecțiuni Calea Griviței nr. 64, București

1. INTRODUCERE

În determinarea caracteristicilor elastice ale rocilor, un rol din ce în ce mai mare îl au cercetările geofizice de teren.

Într-o notă publicată în 1967, Meidav [1] menționa posibilitatea identificării și separării undelor transversale polarizate vertical (S_v) printre sosirile ulterioare ale unor înregistrări realizate cu seismograful portabil tip FS—3.

Pe lîngă însemnătatea științifică, acest fapt are o deosebită importanță practică, deoarece poate conduce la aprecierea parametrilor elastici ai rocilor, fără a mai fi necesară efectuarea unor măsurători pentru determinarea vitezei undelor de forfecare.

2. METODICA DE CERCETARE ȘI REZULTATELE OBȚINUTE

În anii 1969 și 1970 am efectuat o serie de măsurători seismice cu un aparat de aceeași construcție în vederea obținerii elementelor de bază necesare în microzonarea seismică a unor zone.

Pe unele înregistrări realizate în acest scop au fost identificate, pe lîngă undele longitudinale (P), și undele transversale polarizate vertical (S_v) și, probabil, undele Rayleigh (R) (fig. 1).

Din înregistrările prezentate se remarcă faptul că atît undele longitudinale, cît și cele transversale prezintă schimbări bruște în panta hodocronei, la limita de discontinuitate a proprietăților elastice ale mediului, pe cînd undele Rayleigh urmăresc în general o curbă continuă.

Într-o serie de puncte, în scopul verificării veridicității înregistrărilor de undă S_v, s-au executat măsurători pentru determinarea vitezei undelor transversale. Undele de forfecare au fost generate prin lovituri

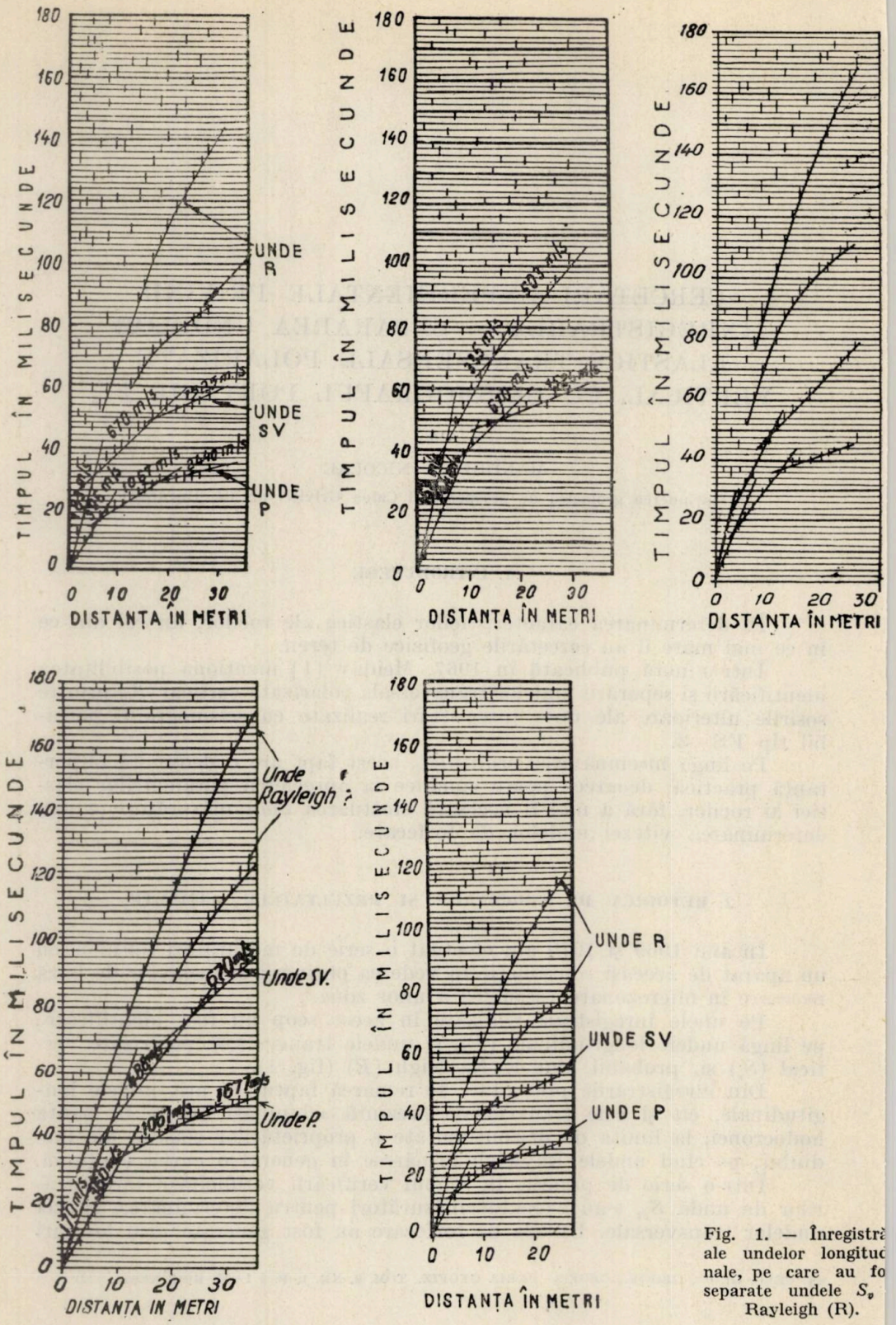


Fig. 1. — Înregistrări ale undelor longitudinale, pe care au fost separate undele S_v Rayleigh (R).

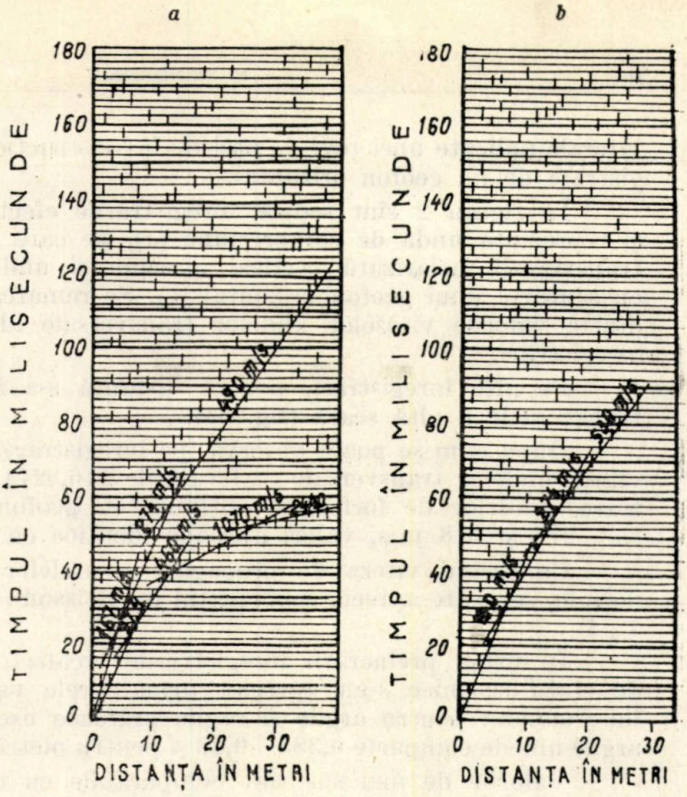
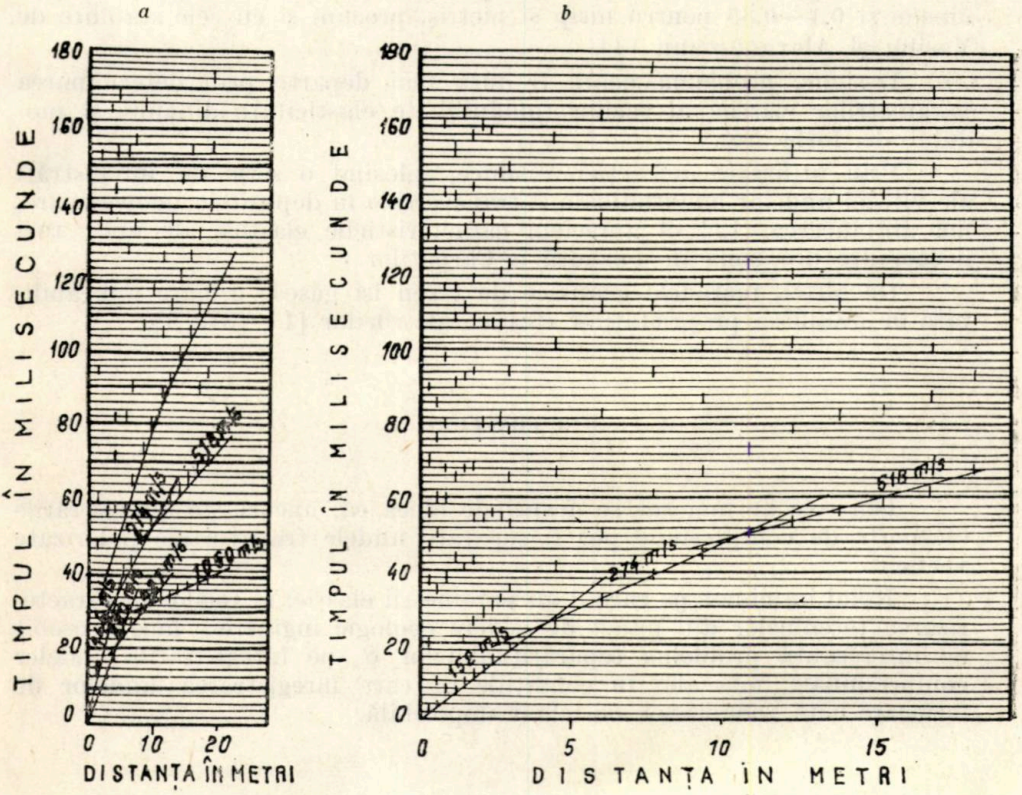


Fig. 2 — *a*. Separarea undei S_v pe înregistrarea undei longitudinale în zona Mărășești; *b*. — înregistrarea undelor *SH* — Mărășești.

Fig. 3 — *a*. Separarea undei S_v pe înregistrarea undei longitudinale în zona Focșani; *b*.— înregistrarea undelor *SH* — Focșani.



laterale aplicate unei țevi de oțel de o construcție specială și au fost înregistrate de un geofon orizontal.

În figura 2 sînt redate înregistrările efectuate în zona Mărășești și reprezintă unda de compresiune (*a*), pe care a fost separată și unda transversală polarizată vertical, precum și unda transversală obținută cu ajutorul unui geofon orizontal (*b*). Se remarcă diferența neînsemnată dintre valorile vitezelor undelor transversale identificate pe cele două înregistrări.

Pe alte înregistrări, pentru distanță s-a folosit în cazul undelor transversale o altă scară (fig. 3*b*).

După cum se poate observa, pe înregistrarea 3*a* s-au stabilit pentru viteza undelor transversale (S_v) valorile 146, 274, și 518 m/s. Pe înregistrarea undelor de forfecare, obținute cu geofonul orizontal, s-a găsit: 152, 274 și 518 m/s, valori aproape identice cu primele.

Cunoscînd viteza de propagare a undelor longitudinale și transversale, se poate aprecia coeficientul lui Poisson (σ) în funcție de raportul V_p/V_s.

În urma prelucrării înregistrărilor realizate într-un număr de 60 de stații seismice s-au apreciat următoarele valori pentru coeficientul lui Poisson: pentru argile și argile prăfoase uscate 0,18—0,333, pentru argile umede compacte 0,383—0,46 și pentru pietrișuri și nisipuri 0,1—0,18.

Valorile de mai sus sînt comparabile cu cele stabilite de Meidav [1], care a găsit 0,2—0,35 pentru argile uscate, 0,35—0,45 pentru argile umede și 0,1—0,35 pentru nisip și pietriș, precum și cu cele stabilite de Vasiliu și Alexandreanu [4].

Desigur, problema poate fi dusă mai departe prin determinarea parametrilor elastici ai rocilor (modulul de elasticitate dinamic și modulul de forfecare).

Prin utilizarea refracției seismice, folosind o serie de înregistrări ale vitezei undelor longitudinale și transversale în depozitele acoperitoare, noi am încercat [2] să apreciem caracteristicile elastice ale unor roci necoerente din zona de curbură a Carpaților.

De altfel, metodele geofizice de teren își găsesc o mare aplicabilitate în stabilirea proprietăților elastice ale rocilor [1], [3], [5].

3. CONCLUZII

Din cele de mai sus se desprinde ideea că, uneori, pe înregistrările obișnuite de compresiune pot fi separate undele transversale polarizate vertical.

Rolul însemnat pe care îl au parametrii elastici ai rocilor în caracterizarea terenurilor din punct de vedere geologic inginerese face deosebit de interesantă problema separării undelor S_v pe înregistrările undelor compresionale, mai ales în condițiile în care înregistrarea undelor de forfecare este anevoioasă sau chiar imposibilă.

BIBLIOGRAFIE

1. MEIDAV, TSVI, *Shear wave velocity determination in shallow seismic studies*, Geophysics, **XXXII**, *6*, 1041—1046 (1967).
2. MĂNDRESCU, N., *Cercetări experimentale privind folosirea undelor longitudinale și transversale, obținute cu seismograful portabil FS—3, la determinarea parametrilor elastici ai unor roci necoerente*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., **8**, *2* (1970).
3. SWAIN, R. J., *Recent techniques for determination of in situ elastic properties and measurement of motion amplification in layered media*, Geophysics, **XXVII**, *2*, 237—241 (1962).
4. VASILIU, I. ALEXANDREANU, N., *Studii seismice experimentale pentru generarea undelor elastice transversale în zona amplasamentului hidrocentralei Islaz-Somovit*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geofiz., **7**, *2*, 255—267 (1969).
5. WHITCOMB, J. H., *Shear wave detection in neasurface seismic refraction studies*, Geophysics, **XXXI**, *5*, 981—983 (1966).

VARIAȚIA SECULARĂ GEOMAGNETICĂ ÎN R. S. ROMÂNIA ÎNTRE 1935 ȘI 1965[1]

DE

G. ATANASIU

1. Obiectul acestei lucrări este analiza unor determinări geomagnetice din țara noastră pentru a găsi cursul variației seculare în epoca menționată și a lămuri diverse aspecte ale acestei variații.

Pentru a obține bune rezultate într-o astfel de lucrare este necesar a ne referi la o suprafață mai mare a Pămîntului. De aceea am avut în vedere nu numai țara noastră, ci și o parte din Europa centrală, și anume partea pentru care am avut date geomagnetice mai numeroase și mai recente. Am considerat regiunea din Europa cuprinsă între paralelele geografice 45 și 55° N și meridianele 5 și 30°E Gr. Pentru coordonatele geomagnetice am luat $\Phi = 42 - 56°$ și $\Lambda = 89 - 110°$, cum arată harta din figura 1.

Pe suprafața considerată a Europei se aflau în cursul anului 1958 în funcțiune un număr de 13 observatoare geomagnetice, iar altele 5 sînt în apropierea regiunii considerate. În afară de observatoare se mai află pe suprafața menționată mai sus un mare număr de *stațiuni* denumite de *variație secularǎ*, în care elementele geomagnetice se remăsoară la intervale regulate de 2—3 ani. În unele țări, ținînd seama de măsurătorile de la observatoare și din stațiunile de variație secularǎ, s-au dedus pentru anumite epoci hărți ale curbelor de egală variație secularǎ, numite izopore. Țara noastră nu are încă decît hărți preliminare de acest fel pentru data 1955,0 [2].

Cele spuse arată dificultățile care se ivesc cînd punem alături variația secularǎ din țara noastră de cele din alte țări în care sînt realizate lucrări mai complete. Numai după ce vom avea hărțile izopore pentru țara noastră la diferite epoci din perioada anilor de care ne ocupăm, vom putea face bune comparații ale variației seculare de la noi cu cele străine. Pînă atunci putem deduce, într-o primă etapă a acestei lucrări, unele rezultate preliminare pe care ni le permit valorile geomagnetice de care dispunem acum.

---

[1] Prezenta lucrare este o completare a lucrării *Variația secularǎ a elementelor geomagnetice în Ardeal și Banat în perioada 1848 — 1968* (vezi bibliografia).

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 19—26, BUCUREȘTI, 1971

O astfel de lucrare este posibilă începînd din 1936, de cînd avem la noi mai multe măsurători geomagnetice făcute în condiții relativ bune, unele dintre ele fiind remăsurate în ani diferiți. Începînd din anul 1936 am realizat, singur sau în colaborare, un mare număr de staţiuni geomagnetice în Ardeal, Banat, Bucovina şi Moldova de SV. În cursul acestor determinări, am arătat, printre altele, că *variaţia seculară a comp. H prezintă un minim caracteristic în jurul anului 1950*, care iese în evidenţă prin măsurători repetate în unele staţiuni în anii 1936—1965, de exemplu, la Cluj, Tg. Mureş, Sibiu ş.a. [1]. Acelaşi minim al elementului H se observă şi la Iaşi [3].

Pentru compararea cu lucrări din alte ţări la aceeaşi epocă, am utilizat lucrarea lui Bolz şi Kautzleben [4], care ne dă curbele de variaţie seculară a elementelor *D*, *H* şi *Z* între 1935 şi 1955 pentru 26 de observatoare din Europa. Pentru motivele arătate mai înainte am procedat la compararea directă a curbelor noastre de variaţie seculară cu cele străine. Dintre cele 26 de curbe de variaţie seculară date în lucrarea lui Bolz şi Kautzleben (fig. 1, p. 108), noi am ales şapte dintre ele de la unele

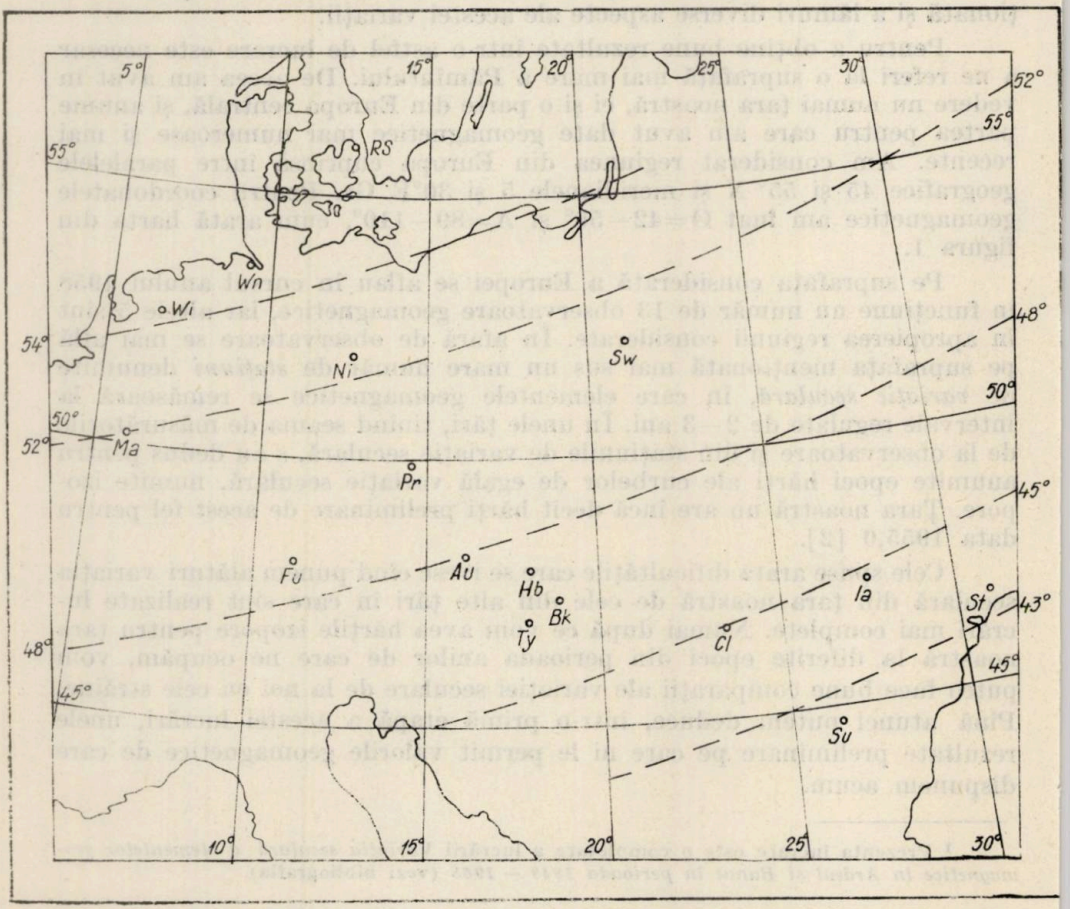


Fig. 1. — Repartiţia geografică a observatoarelor şi a staţiunilor.

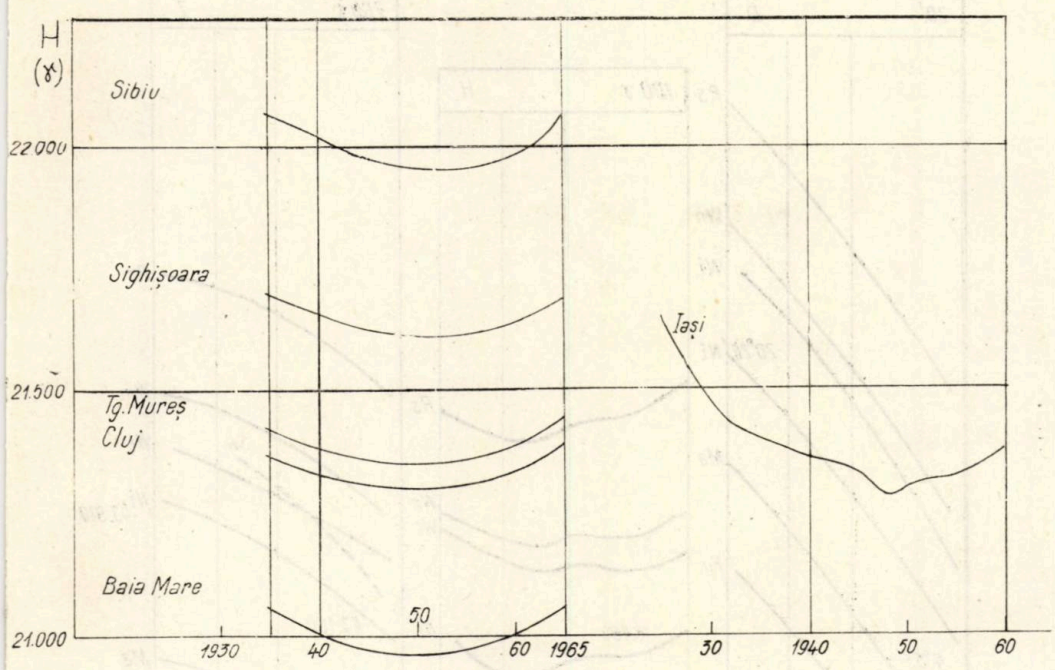


Fig. 2. — Variația seculară a componentei orizontale în R. S. România.

observatoare, care sînt cuprinse între coordonatele date mai înainte sau depășind cu puțin aceste limite. Aceste observatoare sînt : *Rude Skov* (Danemarca), *Wingst* (R.F.G.), *Witteven* (Olanda), *Niemegk* (R.D.G.), *Auhof* (Austria), *Manhay* (Belgia), *Fürstenfeldbruck* (R.F.G.) (Auhof numai pentru H și Fürstenfeldbruck pentru *D* și Z). Toate sînt observatoare la care s-a putut obține *media anuală a valorilor D, H și Z între 1935 și 1955*. În tabela 1 este dată latitudinea geografică și geomagnetică a observatoarelor considerate în această lucrare, iar pe schița de pe hartă se vede poziția lor. *Pentru toate se observă un minim al componentei H între 1945 și 1950* (fig. 3).

Curbele D au pentru toate observatoarele considerate aceeași alură generală, dar, bineînțeles, se observă deplasarea spre vest a valorilor declinației cu timpul.

Alura generală a curbelor *Z* este și ea similară la observatoarele străine considerate și de asemenea cu cele din lucrările noastre.

Figura 3 arată alura deosebită a curbelor Z la Observatoarele Swider și Stefanowka, care sînt în afara regiunii delimitate de noi. De altfel observatorul Stefanowka este amplasat pe o regiune cu anomalie locală pozitivă [5], ceea ce explică abaterea.

Considerînd, în general, toate datele geomagnetice amintite în prezenta lucrare și ținînd seama de distanțele mari (peste 1 500 km)

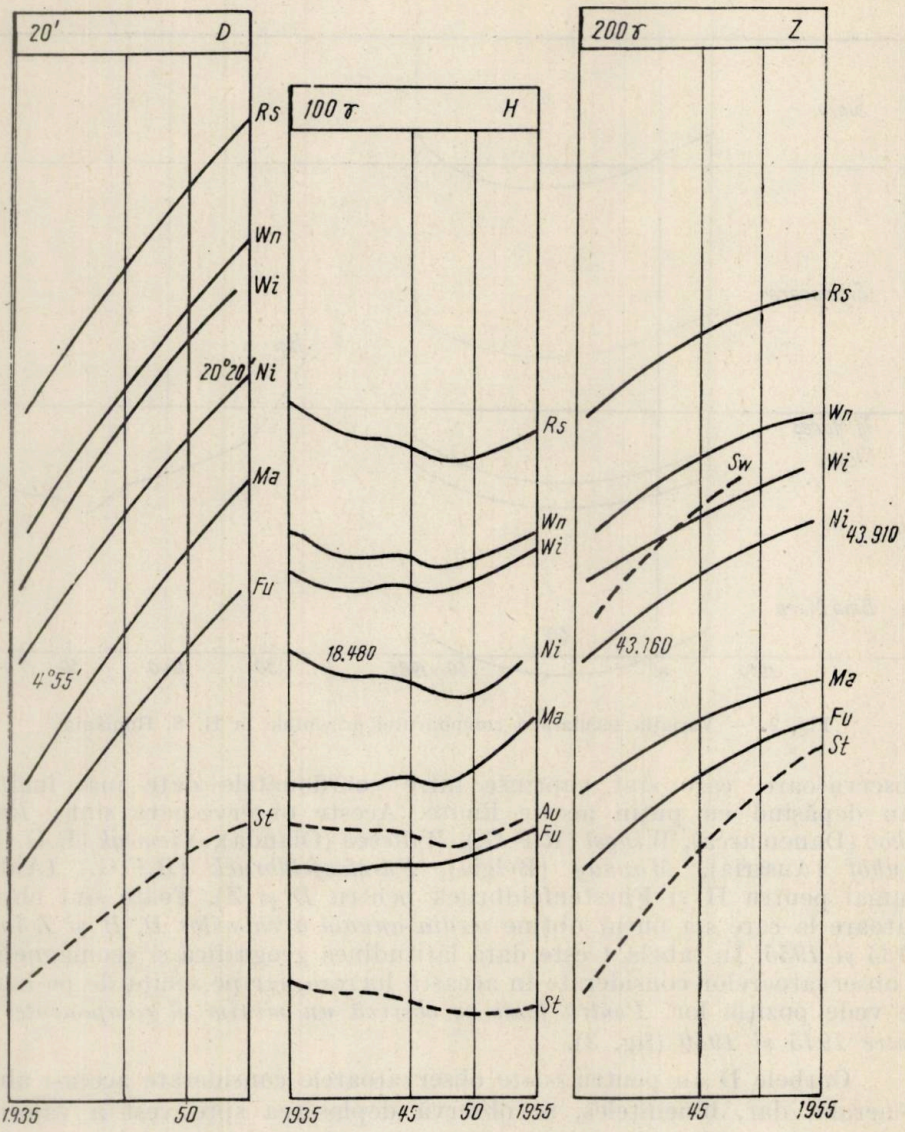


Fig. 3. — Variația seculară a elementelor *D*, *H* și *Z* la unele observatoare din Europa.

dintre observatoarele și stațiunile avînd curbe de variație seculară asemănătoare, de exemplu între observatorul belgian și cel olandez și observatorul Surlari sau stațiunea Iași, se confirmă calitativ că originea cîmpului magnetic terestru (Cîmpul principal) se află la mare adîncime în interiorul Pămîntului. Determinările geomagnetice nu arată decît calitativ acestea, fără a da valori numerice asupra adîncimii de la care acționează cîmpul magnetic principal. O concluzie cantitativă în această

Tabela 1

Observatoare și stațiuni magnetice

1	Observator	Țara	Ind.	Latitudine	
				geografică	geomagnetică
1	Rude Skov	Danemarca	RS	55°51′ N	55°,9
2	Wingst	R. F. a Germaniei	Wn	53 45	54,6
3	Witeven	Olanda	Wi	52 49	54,1
4	Niemegk	R. D. Germană	Ni	52 4	52,2
5	Manhay	Belgia	Ma	50 18	52,0
6	Auhof	Austria	Au	48 12	47,9
7	Fürstenfeldbruck	R. F. a Germaniei	Fu	48 10	48,8
8	Surlari	R. S. România	Su	44 41	42,5
Stațiuni					
9	Cluj	R. S. România	Cl	46 46	45,1
10	Iași	R. S. România	Ia	47 11	44,7

privință ne este sugerată, cum se știe, de studiile seismice, care arată că o variație discontinuă a proprietății fizice ale mantalei Pământului intervine la adîncimea de 2 900 km, unde se consideră a fi frontiera dintre nucleu și manta. Mulți autori admit că aceasta ar fi adîncimea la care se produc fenomenele care dau naștere cîmpului geomagnetic principal.

Fiindcă originea acestui cîmp, cu variațiile sale seculare, se află la mare adîncime, rezultă că orice accident important al curbelor de variație secular a cîmpului principal trebuie să se manifeste în același fel pe curbele obținute în diferite stațiuni, dar cu intensități care depind de latitudinea geomagnetică respectivă. De exemplu pentru H variațiile vor avea o intensitate cu atît mai mare, cu cît latitudinea geomagnetică a stațiunii va fi mai mică. Aceste considerații sînt valabile, evident, numai acolo unde cîmpul principal nu este modificat de anomalii regionale sau locale.

În prezenta lucrare am considerat o suprafață relativ mare a Pământului în comparare cu suprafața țării noastre. Pe această suprafață, cîmpul magnetic principal variază în același sens, ținînd seama, cum am spus, de latitudinea geomagnetică, ceea ce arată clar curbele de variație secular date în figurile 2—4.

Se observă însă uneori deosebiri mari în alura curbelor de variație secular chiar la observatoare sau la stațiuni apropiate una de alta. Aceste observații confirmă ideea că peste cîmpul magnetic principal al Pământului se suprapun cîmpuri magnetice crustale, a căror origine se află în scoarța Pământului la adîncimi care nu depășesc cîteva zeci de km. Ele

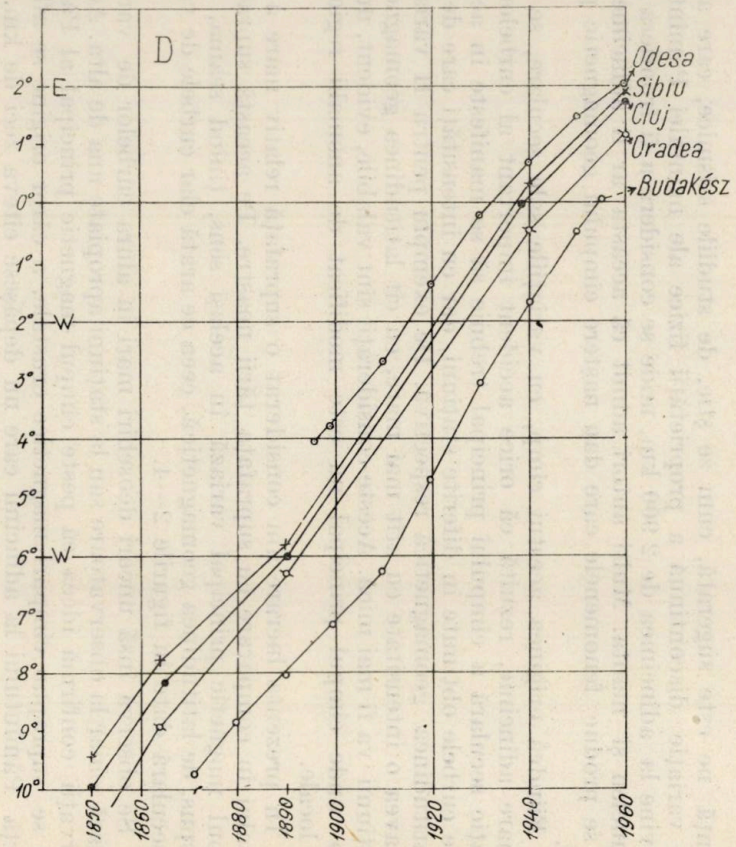


Fig. 4. — Variația seculară a declinației.

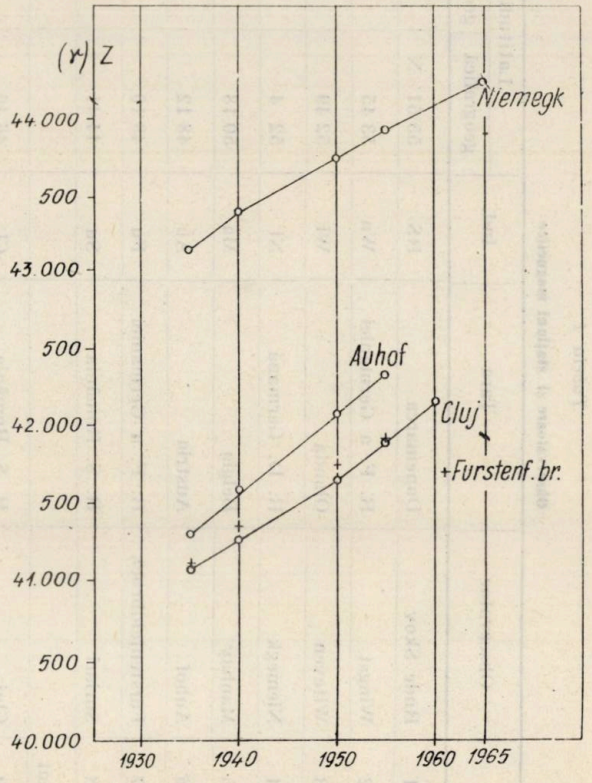


Fig. 5. — Variația seculară a componentei verticale.

sînt produse de anumite concentrări de roci cu minerale feromagnetice, a căror repartiție în scoarță este neregulată și care acționează din această cauză pe suprafețe limitate ale Pămîntului, modificînd cîmpul magnetic a două stațiuni apropiate, prin anomalii locale. Pot interveni de asemenea cîmpuri produse de curenți de inducție acolo unde iau naștere în scoarță astfel de curenți.

2. Tot în crusta P intervine și o altă cauză de variație seculară a cîmpului magnetic principal. Este vorba de acțiunea fluxului termic, venind din interiorul P, care modifică temperatura rocilor din crustă. Asupra rocilor cu proprietăți feromagnetice, această încălzire depășește, la un anumit nivel al scoarței, punctul (temperatura) Curie la care dispare feromagnetismul rocilor. Pentru rocile feromagnetice din scoarță care conțin oxizi de Fe sau Ti, temperatura Curie este $<700°C$, la presiunea atmosferică. Ca urmare, adîncimea medie la care dispare feromagnetismul minereurilor este de ordinul 23 km, luînd pentru gradul geotermic $\sim 33/m$.

Ținînd seama că la unele minereuri și roci feromagnetice variația magnetică cu temperatura este un fenomen *total* sau *parțial* reversibil, vedem posibilitatea ca, după ce rocile au fost încălzite peste punctul Curie, pierzînd proprietățile magnetice, să-și recapete astfel de proprietăți dacă se răcesc, devenind magnetizate după direcția cîmpului magnetic terestru existent la acea epocă. Aceste transformări se fac foarte încet în scoarța P, în timp de zeci sau sute de ani. La majoritatea rocilor și minereurilor se aplică foarte probabil condițiile de *termoremanență magnetică totală sau parțială* (MTR), după lucrările lui Thellier [6] și a altora. În felul acesta se modifică cîmpul magnetic măsurat la suprafață. În ce privește încălzirea straturilor din scoarță peste temperatura provocată de *fluxul termic* care vine din profunzime, considerăm că principala cauză este căldura produsă în cursul dezintegrării *elementelor radioactive prezente într-unele din rocile scoarței*. După atingerea temperaturii Curie care provoacă dispariția feromagnetismului, anumite fenomene tectonice, cutremure, vulcanice etc., care survin frecvent în crustă, ajută la risipirea unei cantități din căldura produsă de dezintegrările radioactive. Rocile se răcesc sub punctul Curie, redevenind magnetizate după direcția cîmpului din epoca respectivă. Fenomenul acesta se repetă în cursul unui anumit număr de ani (zeci sau sute) fără a rezulta o variație periodică regulată. Astfel se produce o modificare slabă a cîmpului magnetic pămîntesc pe o suprafață a P-ului sub care se petrec în crustă fenomenele descrise.

În ce privește *intensitatea* variației seculare produse de aceste fenomene, ea este probabil slabă din două motive: 1) fenomenele descrise iau naștere la o adîncime de circa 20 km și 2) ele se petrec la temperaturi în jurul punctului Curie unde magnetizarea rocilor se anulează; dar unele dintre minereurile rocilor prezintă curbe de variație a susceptibilității magnetice cu temperatura (curbe χ și t) cu un palier aproape orizontal la temperaturi scăzute, pentru a cădea apoi brusc spre zero în vecinătatea temperaturii punctului Curie. În felul acesta, o scădere de temperatură de numai cîteva zeci de grade în jurul punctului Curie este suficientă pentru a produce variații notabile ale susceptibilității

magnetice, dînd astfel liber curs fenomenelor descrise în legătură cu remagnetizarea rocilor din apropierea izotermei Curie. Descrierea mai amănunţită a acestor fenomene în legătură cu variaţia seculară a magnetismului terestru va fi subiectul unei viitoare lucrări.

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, *Variaţia seculară a elementelor geomagnetice în Ardeal şi Banat în perioada 1848—1968*, St. şi cerc. geofiz., **6**, *2*, 173 (1968); Rev. Roum. de Géophys., **2**, t. **12**, *2*, 87 (1968), unde este dată bibliografia lucrărilor publicate de noi între 1937 şi 1965.
2. L. Constantinescu, Vl. Şteflea, *Variaţia seculară a cîmpului geomagnetic pe teritoriul R. S. România în intervalul 1950—1960*, în *Probl. de Geofizică*, vol. I, 1961, p. 249.
3. Şt. Procopiu, *Mesures magnétiques en Roumanie de 1931 à 1940*, Ann. Sci. Univ. Iassy, **XXVI**, 2, 535 ( ).
4. H. Bolz, H. Kautzleben, *Die Geomagnetische Säkularvariation in Europa von 1935—1955*, Jahrbuch 1958, Ad. Schmidt, Obs. für Erdmagn. in Niemegk, p. 107.
5. M. S. Babuşnikov, *Variaţia seculară a cîmpului geomagnetic la Odesa în perioada 1896—1960*, Geofizica i Astronomia, *8*, 13 (1965).
6. E. Thellier, O. Thellier, *Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique*, Ann. de Géophys., **15**, *3*, (1959).

HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ŞI OLTENIEI[1]

DE

ŞT. AIRINEI[2], SC. STOENESCU[3], GEORGETA VELCESCU[4]

INTRODUCERE

Hărţile prezentate, părţi integrante ale imaginilor corespunzătoare ale *Hărţii magnetice a României*, constituie ansamblul, redus fotografic la scara 1 : 500 000, al foilor la scara 1 : 200 000 care acopăr teritoriul Munteniei şi Olteniei. Din acest motiv, nu se va insista asupra principiilor şi tehnicii de redactare a imaginilor iniţiale (ΔZ şi ΔZ_a) ale hărţii magnetice a României şi nici asupra lucrărilor de teren efectuate în vederea întocmirii lor. Aceste aspecte au fost prezentate în lucrări anterioare [5], [6].

Măsurătorile magnetice executate de-a lungul timpului pe teritoriul Munteniei şi Olteniei pot fi grupate în două categorii, după cum au fost realizate cu instrumente pentru determinări de valori absolute sau cu variometre magnetice.

În prima categorie se încadrează măsurători efectuate începînd cu ultimul deceniu al secolului al XIX-lea şi pînă azi. Ele au condus la redactarea primelor imagini ale unor elemente ale cîmpului magnetic terestru (*D*, *H* şi *I*), apoi la imagini mereu mai îmbunătăţite pentru epoci din ce în ce mai recente. Autorii ultimelor lucrări din această categorie [12], [13], [14], prezintă şi discută măsurătorile anterioare, executate de D. Negreanu (1898), Şt. Hepites şi I. Murat (1907), K. Popoff (1930), Şt. Procopiu (1925, 1940) şi L. Constantinescu şi N. Milea (1954, 1955). Hărţile magnetice care însoţesc lucrările reflectă distribuţii cu totul generale ale elementelor cîmpului magnetic terestru.

Din a doua categorie sînt de menţionat hărţile magnetice ΔZ şi ΔZ_a întocmite de Serviciul de geofizică al fostei societăţi petroliere „Româno-americană"[4] pentru teritoriul Olteniei şi Munteniei şi care,

[1] Comunicare prezentată la cel de-al VI-lea Simpozion de prospecţiuni geofizice şi fizica scoarţei globului în România (2 — 4 iulie 1970, Bucureşti).

[2] Universitatea din Bucureşti.

[3] Institutul de geofizică aplicată.

[4] H. Seblatnigg, Progress Raport nr. 7 in Magnetometer Survey in Romania (November 1937 — December 1938). Arh. Dep. Geol. din M.I.M.G., Bucureşti.

Tabela 1

Lucrări de teren din ale căror rețele au fost utilizate puncte de observație la redactarea foilor de hartă magnetică (ΔZ) de pe teritoriul Munteniei și Olteniei

Nr. crt.	Foaia de hartă la scara 1 : 200 000	Autorii lucrărilor de teren	Proveniența și numărul stațiilor de hartă utilizate				Total stații hartă folosite
			Comitetul de Stat al Geologiei			M.P.	
			I.G.P.	I.G.	I.G.A.	(I.P.G.G.)	
1	Călărași L—35—XXXIV	Șt. Airinei I. Bădescu Gh. Cheșca I. Mihalache M. Onofrei	299	70	—	434	803
2	Brăila L—35—XXVIII	Șt. Airinei P. Bodescu Gh. Cheșca I. Mihalache M. Onofrei P. Suciu	273	—	372	325	970
3	Focșani L—35—XXII	Șt. Airinei P. Suciu	1028	—	—	—	1028
4	București + Oinacu L—35—XXXIII K—35—III	Șt. Airinei I. Popescu M. Voinea	—	43	—	878	921
5	Ploiești L—35—XXVII	Șt. Airinei I. Bădescu Gh. Cheșca Lia Georgescu P. Suciu	397	17	1179	63	1656
6	Covasna L—35—XXI	Șt. Airinei P. Suciu	553	—	372	—	925
7	Giurgiu K—35—II	Șt. Airinei M. Voinea	—	26	—	515	541
8	Neajlov L—35—XXXII	Șt. Airinei M. Voinea	—	177	—	839	1016
9	Tîrgoviște L—35—XXVI	Șt. Airinei	517	288	705	839	1510
10	Brașov L—35—XX	Șt. Airinei	994	—	63	—	1057
11	T. Măgurele K—35—I	Șt. Airinei G. Ionescu M. Voinea	—	—	434	52	486
12	Slatina L—35—XXXI	Șt. Airinei G. Ionescu M. Voinea	—	—	202	919	1121

Tabela 1 (continuare)

Nr. crt.	Foaia de hartă la scara 1: 200 000	Autorii lucrărilor de teren	Proveniența și numărul stațiilor de hartă utilizate				Total stații hartă folosite
			Comitetul de Stat al Geologiei			M.P.	
			I.P.G.	I.G.	I.G.A.	(I.P.G.G.)	
13	R.-Vîlcea L—35—XXV	Șt. Airinei	—	317	717	—	1034
14	Sibiu L—35—XIX	Șt. Airinei	—	988	—	—	988
15	Bechet + Calafat K—34—V și VI	Șt. Airinei G. Ionescu	—	—	340	101	441
16	Craiova L—34—XXXVI	Șt. Airinei G. Ionescu S. Rădan	—	—	913	430	1343
17	Tg.-Jiu L—34—XXX	Șt. Airinei S. Rădan V. Roșca	—	28	1023	—	1051
18	T. Severin L—34—XXXV	St. Airinei G. Ionescu S. Rădan M. Suceava	78	—	117	302	497
19	Orșova L—34—XXIX	S. Rădan V. Roșca M. Suceava	419	—	222	—	641
			4558	1954	6659	4858	18029

mai tîrziu, au fost asamblate cu cele corespunzătoare teritoriului Dobrogei și părții estice a Cîmpiei Române [1], [2]. Aceste imagini au făcut parte din documentația geofizică care a stat la baza evaluării potențialului economic al Platformei Moezice [10].

În aceeași categorie se încadrează și imaginile ΔZ și ΔZ_a ale Munteniei și Olteniei prezentate în această lucrare. Foile de hartă utilizate pentru întocmirea lor sînt redate în schema din figura 1, iar în tabela 1 au fost sintetizate informațiile referitoare la proveniența lucrărilor de teren folosite la redactarea fiecărei foi de hartă, instituțiile care le-au executat, specialiștii care au condus măsurătorile și numărul de stații alese din rețelele primare. Reținem că au fost selectate un total de 18 029 de valori ΔZ, distribuite într-o rețea de puncte cu o desime medie de o stație la 4 km^2, și că circa 72% din puncte provin din lucrări executate de unitățile de cercetare sau de prospecțiune ale Comitetului de Stat al Geologiei, iar restul de 28% din lucrări ale Ministerului Petrolului. Cu referire la acest material primar ar mai fi de menționat că măsurătorile cu variometrele verticale au fost efectuate intermitent în perioade diferite din intervalul 1950—1969. Măsurătorile anterioare anului 1950 nu au putut fi utilizate, datorită lipsei datelor primare de teren.

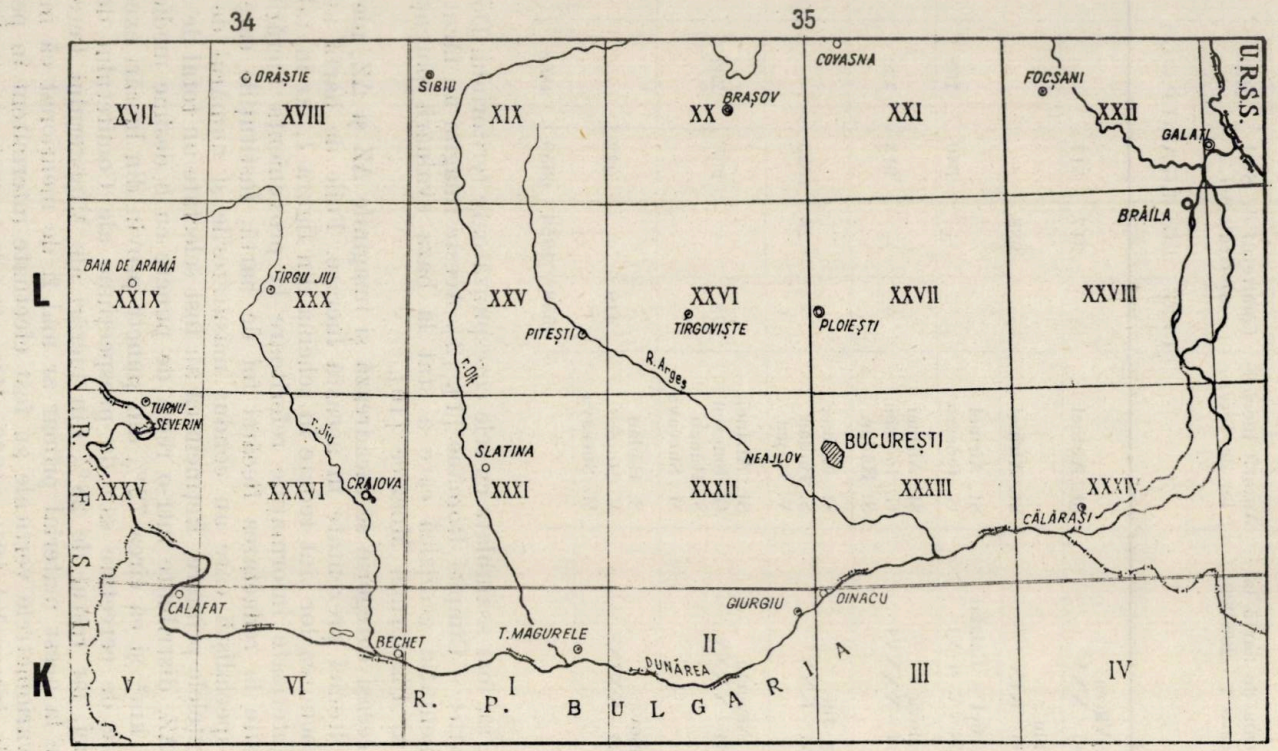


Fig. 1. — Schema foilor de hartă la scara 1 : 200 000 de pe teritoriul Munteniei și Olteniei (vezi tabela 1).

Gradul de detaliere al morfologiei cîmpului magnetic terestru reflectat de imaginile prezentate în raport cu cel obţinut în cele mai recente lucrări din prima categorie poate fi apreciat din raportul punctelor de observaţie pe care se bazează : 18 029 de staţii cu valori ΔZ faţă de 80 de puncte în care au fost măsurate elementele D, I şi H.

IMAGINI ALE HĂRŢII MAGNETICE A MUNTENIEI ŞI OLTENIEI

Din setul de hărţi realizate pentru imaginea magnetică a Munteniei şi Olteniei vor fi prezentate numai harta componentei verticale (ΔZ), harta anomaliei componentei verticale (ΔZ_a) şi trei hărţi pentru anomalia magnetică regională. Cele trei imagini ale anomaliei magnetice regionale, notate $mR_{2,5}$, mR_5 şi mR_{10}, au fost separate din harta anomaliei componentei verticale (ΔZ_a) în reţele pătratice [5] cu laturi de 2,5 , 5 şi 10 km.

În cele ce urmează se va face o scurtă descriere pentru fiecare hartă în parte.

1. *Harta componentei verticale* (ΔZ). Distribuţia componentei verticale a cîmpului magnetic terestru este reprodusă în planşa I. Valorile ΔZ sînt raportate la staţia fundamentală de la Observatorul geofizic Surlari, căreia convenţional i s-a acordat valoarea $+1000\ \gamma$. Interpolarea s-a realizat cu izodiname la echidistanţa de $25\ \gamma$.

Mersul izoliniilor cîmpului măsurat, de direcţie generală NV—SE, este puternic perturbat de influenţe anomale produse de surse geologice cu grade diferite de regionalitate. Abaterea generală a izoliniilor faţă de paralelele geografice poate fi apreciată din valoarea intervalului ΔZ, de aproximativ -600γ la circa 400 km arc paralel, dintre izoliniile extreme din estul şi vestul regiunii. Variaţia cîmpului magnetic terestru de la sud spre nord este de circa $1\,100\gamma$. Ea are un gradient orizontal mediu de aproximativ $5{,}5\gamma$/km.

Din imaginea generală a hărţii componentei verticale (ΔZ) ies în evidenţă trei sectoare de îndesire a izodinamelor, sub forma unor cordoane de gradient activ (pînă la 10γ/km) aliniate între localităţile Giurgiu — T. Severin, Călăraşi — Tg. Jiu şi Hîrşova — Curtea de Argeş. De o parte şi de alta a cordoanelor de gradient activ sînt situate zone cu anomalii locale. Intensităţile anomaliilor locale de maxim şi de minim sînt cuprinse între cîţiva zeci şi cîteva sute de gama (de exemplu anomalia de minim Bucureşti — Udupu este de circa -25γ, cea de maxim de la Balş de circa 250γ).

Harta componentei verticale (ΔZ) prezintă un interes deosebit pentru cercetarea aspectului fizic al cîmpului magnetic terestru; sub

[5] Şt. Airinei şi Georgeta Velcescu, *Studiul anomaliilor magnetice regionale şi locale din Dobrogea şi zonele limitrofe în vederea stabilirii naturii petrografice a fundamentului şi zonelor de interes economic*, Raport IGA (1967).

Şt. Airinei şi Georgeta Velcescu, *Studiul anomaliilor magnetice regionale şi locale din sectoarele de E şi SE ale Cîmpiei Române în vederea stabilirii compoziţiei petrografice a fundamentului de interes economic*, Raport IGA (1968).

Georgeta Velcescu, *Studiul anomaliilor magnetice regionale şi locale din Muntenia de vest în vederea stabilirii compoziţiei petrografice a fundamentului şi a zonelor de interes economic*, Raport IGA (1969).

această formă, ea nu poate fi utilizată pentru studiul problemelor geologice ale substratului material pe care îl reflectă.

2. *Harta anomaliei componentei verticale* (ΔZ_a). Planșa II reproduce imaginea anomaliei componentei verticale a cîmpului magnetic terestru (ΔZ_a) pe teritoriul Munteniei și Olteniei. Ea provine din imaginea precedentă prin aplicarea reducerii de cîmp geomagnetic normal. Nu insistăm asupra procedeului de reducere, care a fost descris în detaliu anterior [5]. Reținem numai că desfășurarea componentei verticale a cîmpului geomagnetic normal este de circa 900γ, respectiv 700γ, pentru estul și vestul regiunii [8] și că, în acord cu determinările cantitative efectuate pentru Subcarpații Munteniei orientale [4], valorile cîmpului normal, și ale anomaliei componentei verticale (ΔZ_a) reprezintă, în medie, circa 99%, respectiv 1% din valoarea medie a cîmpului măsurat.

Valorile anomaliei componentei verticale (ΔZ_a) sînt grupate, în funcție de nivelul „zero" dat de formulele cîmpului geomagnetic normal [8], în două zone : una pozitivă, situată în partea de N și NE a Munteniei, alta negativă, în SV Munteniei și aproape întreaga Oltenie. Izanomala de „zero" care le desparte are un traiect sinuos între Călărași, Observatorul geomagnetic Surlari, Tîrgoviște, Costești, R. Vîlcea și Brezoi. Valorile ΔZ_a medii ale celor două zone sînt de circa +200 și −300γ. Este important de reținut faptul că valorile ΔZ_a extreme sînt de circa +350γ pe zona de apex a termenului anomal de maxim Vălenii de Munte — Buzău — Făurei și circa −600γ la sud de Calafat.

Fondul zonelor cu valori ΔZ_a pozitive și negative este perturbat puternic de termeni anomali de maxim și de minim, care au intensități și extinderi variabile, ceea ce conferă imaginii anomaliei ΔZ_a, în ansamblu, o morfologie foarte agitată. Tocmai această gamă deosebit de diversificată de termeni anomali, de la cei de mică extindere și cu intensități de circa $\pm 25 \sim \pm 50\gamma$ pînă la cei amplu dezvoltați și cu intensități de peste $\pm 100\gamma$, a impus în interesul interpretării geologice prelucrări specifice de separare pe grade diferite de regionalitate. Procedeul adoptat, cel al „mediilor mobile" pentru rețele pătratice cu laturi de 2,5 , 5 și 10 km, a condus la obținerea a două seturi de hărți : unul cuprinzînd trei imagini pentru anomalia magnetică regională ($mR_{2,5}$, mR_5 și mR_{10}) și altul trei imagini pentru anomalia magnetică locală ($mL_{2,5}$, mL_5 și mL_{10}). Așa cum s-a spus mai sus, în lucrarea de față va fi prezentat numai setul cu cele trei imagini ale anomaliei magnetice regionale. Imaginile anomaliei magnetice locale ($mL_{2,5} = \Delta Z_a - R_{2,5}$; $mL_5 = \Delta Z_a - R_5$ și $mL_{10} = \Delta Z_a - R_{10}$) pot fi ușor reconstituite mintal chiar de un ochi mai puțin experimentat cu astfel de lucrări.

3. *Harta anomaliei magnetice regionale* $mR_{2,5}$ (planșa III). Morfologia generală a anomaliei $mR_{2,5}$ este foarte asemănătoare aceleia a anomaliei ΔZ_a. Îndepărtarea termenilor anomali $mL_{2,5}$ scoate în evidență mai pregnant fondul celor două zone majore, pozitive și negative, separate de izanomala de „zero" care își păstrează aproape același traseu, și ordonează mai strîns termenii locali pe aliniamente de maxim și de minim.

Intensităţile medii ale celor două zone majore, negativă şi pozitivă, rămîn practic aceleaşi (−300 şi +200γ). Aliniamentele termenilor locali din estul Munteniei, cu ondulaţii de maxim şi de minim, sînt prelungirea celor din Dobrogea: aliniamentul de minim Hîrşova — Focşani, corespunzător zonei şisturilor verzi; aliniamentul de maxim Feteşti — Buzău — Vălenii de Munte — Bran — Cîineni, corespunzător zonei anomale Palazu Mare — Cernavoda; aliniamentul de minim sud Olteniţa — Bucureşti — Udupu, în prelungirea zonei de minim sud Medgidia — Băneasa — Ostrov. La acestea se mai adaugă în Muntenia de vest şi în Oltenia aliniamentul de maxim Giurgiu — Drăgăşani — Tg. Cărbuneşti, dublat la NE de aliniamentul de maxim SE Piteşti — R. Vîlcea, şi grupul de anomalii Balş — Craiova, dispuse pe mai multe ramificaţii de maxim şi de minim şi cu intensităţi mai estompate decît în imaginea ΔZ_a.

4. *Harta anomaliei magnetice regionale* mR_5 (planşa IV). În linii generale, morfologia anomaliei regionale mR_5 este foarte asemănătoare cu morfologia anomaliei regionale $mR_{2,5}$. Zonele majore, pozitivă şi negativă, ocupă aceleaşi suprafeţe şi au aceleaşi intensităţi medii (−300γ şi +200γ), iar linia de „zero" care le separă prezintă abateri neînsemnate, şi anume pe segmentele cu inflexiuni accentuate. În ceea ce priveşte morfologia de detaliu a zonelor majore, este de remarcat că pentru zona pozitivă modificările sînt neesenţiale, în timp ce pentru zona negativă acestea sînt remarcabile, mai ales pentru grupul de anomalii Balş — Craiova. Din ramificaţiile acestui grup, cu termeni $mR_{2,5}$ pozitivi şi negativi, rămîne în mR_5 numai termenul central pozitiv de la Balş, în jurul căruia izanomalele marchează o tendinţă de maxim (pe direcţia Slatina — Pleniţa) şi două tendinţe de minim (Caracal — Drăgăneşti-Olt şi Filiaşi — Slatina).

Aliniamentele cu ondulaţii de maxim şi de minim din estul Munteniei rămîn neschimbate şi exprimă la fel de clar prelungirea la NV şi V, peste Dunăre, a ondulaţiilor de maxim şi de minim de pe teritoriul Dobrogei.

5. *Harta anomaliei magnetice regionale* mR_{10} (planşa V). Comparînd imaginile generale mR_{10} şi mR_5, se constată că asemănările şi deosebirile sînt analoge cu cele semnalate din comparaţia imaginii generale mR_5 cu cea $mR_{2,5}$. Dacă amplasamentul zonelor majore, pozitivă şi negativă, rămîne acelaşi, linia de „zero" care le separă are un traseu sinuos, iar intensităţile medii sînt sensibil atenuate (de circa +150 şi −200γ). Aceleaşi raporturi sînt de semnalat şi în ceea ce priveşte morfologia de detaliu a zonelor majore. Dacă aliniamentele cu ondulaţii de maxim şi de minim, respectiv cu termeni pozitivi şi negativi, de pe zona majoră pozitivă sînt conservaţi cu uşoare modificări de contururi şi de intensitate medie, morfologia zonei majore negative este sensibil simplificată şi generalizată. Îndepărtarea majorităţii termenilor locali îi conferă o distribuţie aproape uniformă a izanomalelor. Acestea prezintă doar inflexiuni largi, care încorporează totuşi trei termeni anomali cu intensităţi în jur de 25γ (situaţi pe amplasamentele termenilor anomali intenşi din imaginile mR_5 şi $mR_{2,5}$), doi cu caracter de maxim (Balş şi Giurgiu) şi unul de minim (la vest de Bucureşti).

SEMNIFICAŢII FIZICE ŞI GEOLOGICE SUGERATE DE HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ŞI OLTENIEI

Exceptînd harta componentei magnetice verticale (ΔZ), care oferă un tablou general al distribuţiei cîmpului magnetic terestru pe teritoriul Munteniei şi Olteniei, distribuţie în care domină manifestările cauzelor interne în corelaţie cu eterogenitatea scoarţei terestre din substratul regiunii, celelalte imagini prezentate (ΔZ_a, $mR_{2,5}$, mR_5 şi mR_{10}) se referă la domenii delimitate mai mult sau mai puţin strict din punctul de vedere geologic.

Anomalia componentei verticale (ΔZ_a), în acord cu ipotezele fizico-geologice admise la stabilirea formulelor cîmpului geomagnetic normal pentru teritoriul naţional [8], însumează în morfologia ei efectele magnetice ale tuturor maselor geologice în contrast de intensitate de magnetizare situate în domeniul superior al scoarţei terestre. Suprafaţa de desfăşurare a cîmpului geomagnetic normal pentru componenta sa verticală (Z_N) nu aparţine unei calote sferice perfecte, ci prezintă uşoare ondulaţii care reflectă apartenenţa la anomalii magnetice continentale şi care, prin depărtarea lor, ies din preocuparea noastră.

Din punct de vedere geologic, domeniul anomaliei ΔZ_a cuprinde două complexe structurale: inferior (fundamentul cristalin cratonizat sau regenerat) şi superior (cuvertura sedimentară necutată sau cutată). Din analiza proprietăţilor magnetice ale rocilor aparţinînd acestor complexe, generalizate la următoarele valori medii ale susceptibilităţii[6]:

$7{,}2-46{,}6\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozitele pliocene (valorile mari aparţin marnelor meoţiene care pot depăşi $70\cdot10^{-6}$ u.e.m. CGS);

$4{,}7-23{,}0\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozite miocene (valori mai mari pentru marnele helveţiene şi argilele tortoniene);

$2{,}0-13{,}5\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozitele paleogene;

$0-10{,}0\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozitele cretacice;

$0-10{,}0\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozitele jurasice;

$0-50{,}0\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, pentru depozitele triasice (valori mai ridicate pentru nisipurile şi marno-argilele triasice);

$2{,}0-5000\cdot10^{-6}$u.e.m. CGS, diferiţi constituenţi ai fundamentului cristalin (valorile mari aparţin rocilor eruptive: granit, granodiorit, diabaz, andezit, porfir etc.; rocile cristalofiliene propriu-zise au, în general, valori comparabile cu cele ale rocilor sedimentare, sau chiar mai mici),

reiese ponderea redusă a contrastelor de proprietăţi magnetice dintre volumele de sedimente ale complexului structural superior (cuvertura

[6] Constanţa Agapie, *Sistematizarea rezultatelor măsurătorilor de proprietăţi fizice efectuate pînă în prezent. Platforma Moezică.*, Raport I.C.P.G., 1965.

sedimentară), în opoziţie cu ponderea foarte ridicată a posibilităţilor pe care le oferă complexul structural inferior (fundamentul cristalin).

Din ceea ce cunoaştem din perimetre prospectate magnetometric cu reţele de detaliu [4], contrastele de proprietăţi magnetice ale cuverturii sedimentare pot genera termeni anomali locali restrînşi ca extindere şi cu intensităţi care nu depăşesc $\pm 50\gamma$. Astfel de termeni anomali, deşi cu extinderi mai mari, sînt conturaţi izolat (de exemplu Bucureşti, Roşiori, Curtea de Argeş, Novaci etc.) sau grupaţi pe fondul unor termeni anomali cu un grad de regionalitate superior (de exemplu grupul Ţăndărei, grupul Viziru, grupul Cîmpulung — Căpăţîneni etc.). Această clasă de termeni anomali locali, separată şi integrată în imaginea anomaliei locale $mL_{2,5}$, nu face obiectul prezentării noastre.

Contrastele de proprietăţi magnetice cu sediul în fundamentul cristalin sînt cele care imprimă caracterele majore ale morfologiei anomaliei magnetice ΔZ_a. Trebuie să remarcăm însă că termenii anomali a căror geneză este legată de surse perturbante subiacente cuverturii sedimentare au, totuşi, grade de regionalitate diferite. Imaginile anomaliei regionale $mR_{2,5}$, mR_5 şi mR_{10} reprezintă tocmai o tentativă de clasare a termenilor anomali din această categorie după grade de regionalitate comparabile.

Figura 2 sistematizează, prin intermediul axelor de simetrie ale termenilor anomali $mL_{2,5}$, $mR_{2,5}$, mR_5 şi mR_{10}, tabloul repartiţiei preponderente a surselor perturbante după gradul lor de regionalitate.

Înainte de a discuta acest tablou sintetic cu axe ale anomaliilor magnetice citate, sînt de făcut două menţiuni cu caracter general. Prima menţiune este în legătură cu zonarea fundamentului cristalin, reprodusă în harta structurii geologice profunde a teritoriului României [11], iar a doua priveşte cele două zone majore, pozitivă şi negativă, ale anomaliei magnetice ΔZ_a de pe teritoriul Munteniei şi Olteniei.

Anomalia magnetică ΔZ_a din Dobrogea [2], caracterizată prin termeni anomali majori diferenţiaţi pe criteriul intensităţii medii şi morfologiei specifice, a permis separări de fundamente distincte după proprietăţile lor magnetice. Aceşti termeni majori trec, aşa cum s-a arătat, pe teritoriul Munteniei şi Moldovei de sud. Limitele dintre ele, marcate cu liniile magnetice L_2, L_4 şi L_6, separă fundamente aparţinînd următoarelor structogene evoluate de la sud spre nord-est între soclurile Platformei Moesice şi Platformei Podolice : baikalian, al şisturilor verzi şi hercinic. Pe teritoriul Munteniei şi Olteniei, sînt mai dezvoltate partea de nord a soclului Platformei Moesice şi ramura vestică a fundamentului baikalian şi mai puţin dezvoltate fundamentul şisturilor verzi şi cel hercinic în partea de NE a Munteniei.

Poziţia şi extinderea zonelor majore, pozitivă şi negativă, care domină anomalia ΔZ_a a Munteniei şi Olteniei par să se coreleze cu zonarea fundamentului, iar explicaţia cea mai plauzibilă a semnelor lor ar fi în legătură nu cu contribuţia diferenţiată a compartimentelor de fundament respective, ci cu vîrsta formaţiilor pe care le încorporează ele. Zona negativă se suprapune pe aria fundamentului atribuit soclului Platformei Moesice, iar zona pozitivă pe aceea a fundamentului baikalian. În legătură cu zona negativă ar mai fi de precizat că ea este deschisă larg spre nord şi vest, cu tendinţa vădită de a ocupa spaţii mari pe teritoriile Bul-

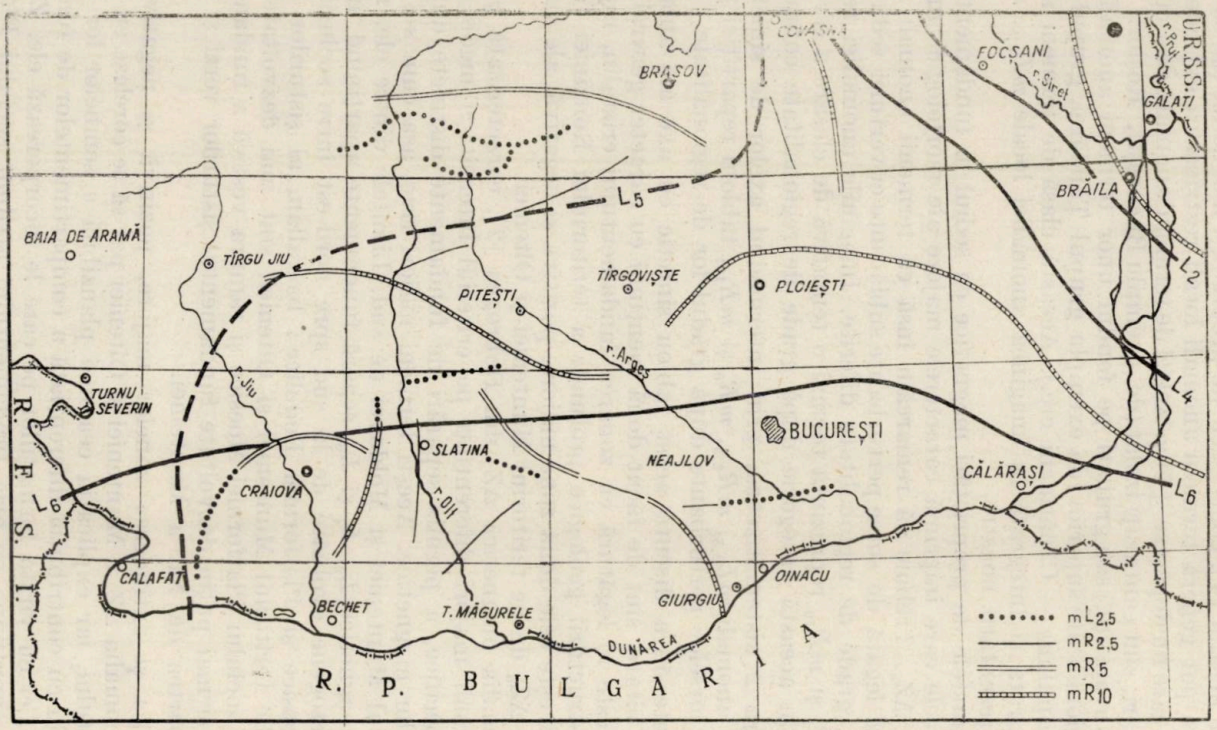


Fig. 2. — Schema limitelor magnetice (L_2, L_4, L_5 și L_6) ale sectoarelor de fundament, a axelor anomaliilor magnetice regionale $mR_{2,5}$, mR_5, mR_{10} și a anomaliei magnetice locale $mL_{2,5}$.

gariei, Banatului şi Iugoslaviei, precum şi că intensitatea medie de pe teritoriul românesc este mult mai ridicată decît a zonei pozitive, spre sud valorile fiind în scădere rapidă. Aceste două caracteristici, legate de extinderea în suprafaţă şi de intensitatea sa, îi poate conferi calitatea de anomalie continentală. Diferenţa de vîrstă a fundamentelor zonei negative (proterozoică) şi zonei pozitive (assyntică) este remarcabilă. Ca urmare, ar fi putut exista posibilitatea pentru cele două fundamente să capete proprietăţi magnetice în cîmpuri geomagnetice opuse sau aproape opuse ca sens.

Repartiţia geografică a termenilor anomali subordonaţi acestor două zone magnetice majore pare să fie independentă de semnele lor. Faptul este explicabil dacă se ţine seama de natura cauzelor geologice care le produc. Într-adevăr, sursele perturbante aparţin la mase de roci eruptive încorporate în ambele fundamente la epoci diferite : unele în timpul evoluţiei geosinclinalelor, situaţie în care au participat la procesul de cratonizare (cazul aliniamentului Ţăndărei — Buzău — Piteşti — R. Vîlcea din fundamentul baikalian) ; altele, în epoci ulterioare, pe dislocaţii deschise de mişcările verticale ale blocurilor de fundament (cazul maselor eruptive paleozoice din perimetrul Balş — Craiova sau al celor întîlnite în estul Munteniei, în sonda de la Smirna, erupţiunile postliasice din Făgăraş etc).

Desigur, fiecare aliniament de maxim sau de minim care grupează termeni anomali pozitivi sau negativi poate face obiect de studii cantitative multilaterale. Chiar fiecare termen anomal poate deveni obiect de studii multilaterale. Lucrarea de faţă nu-şi propune, în stadiul actual de prelucrare a materialului magnetic, să abordeze asemenea aspecte. Ele vor putea fi realizate, după aprecierea noastră, în momentul, de altfel foarte apropiat, cînd şi materialul gravimetric se va găsi la un stadiu de prelucrare comparabil cu cel magnetic.

CONCLUZII

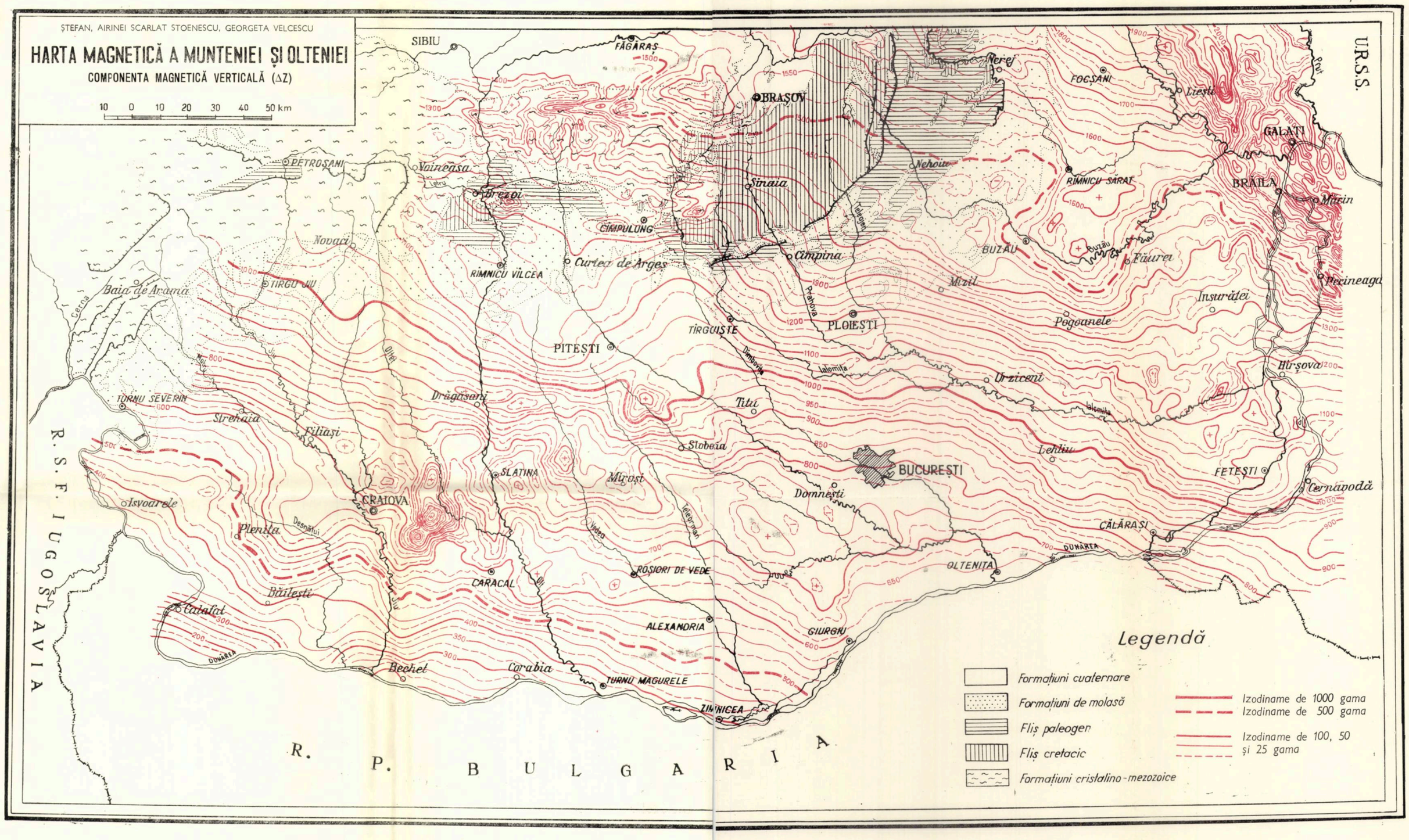
Lucrările sistematice de magnetometrie întreprinse în ultimul deceniu în vederea realizării imaginilor cartografice unitare ale ţării au dat posibilitatea utilizării bogatului inventar de date colectate în cursul anilor, creînd şi condiţiile necesare întocmirii hărţilor componentei verticale a cîmpului magnetic terestru la scara 1 : 500 000 pentru întregul teritoriu al Munteniei şi Olteniei.

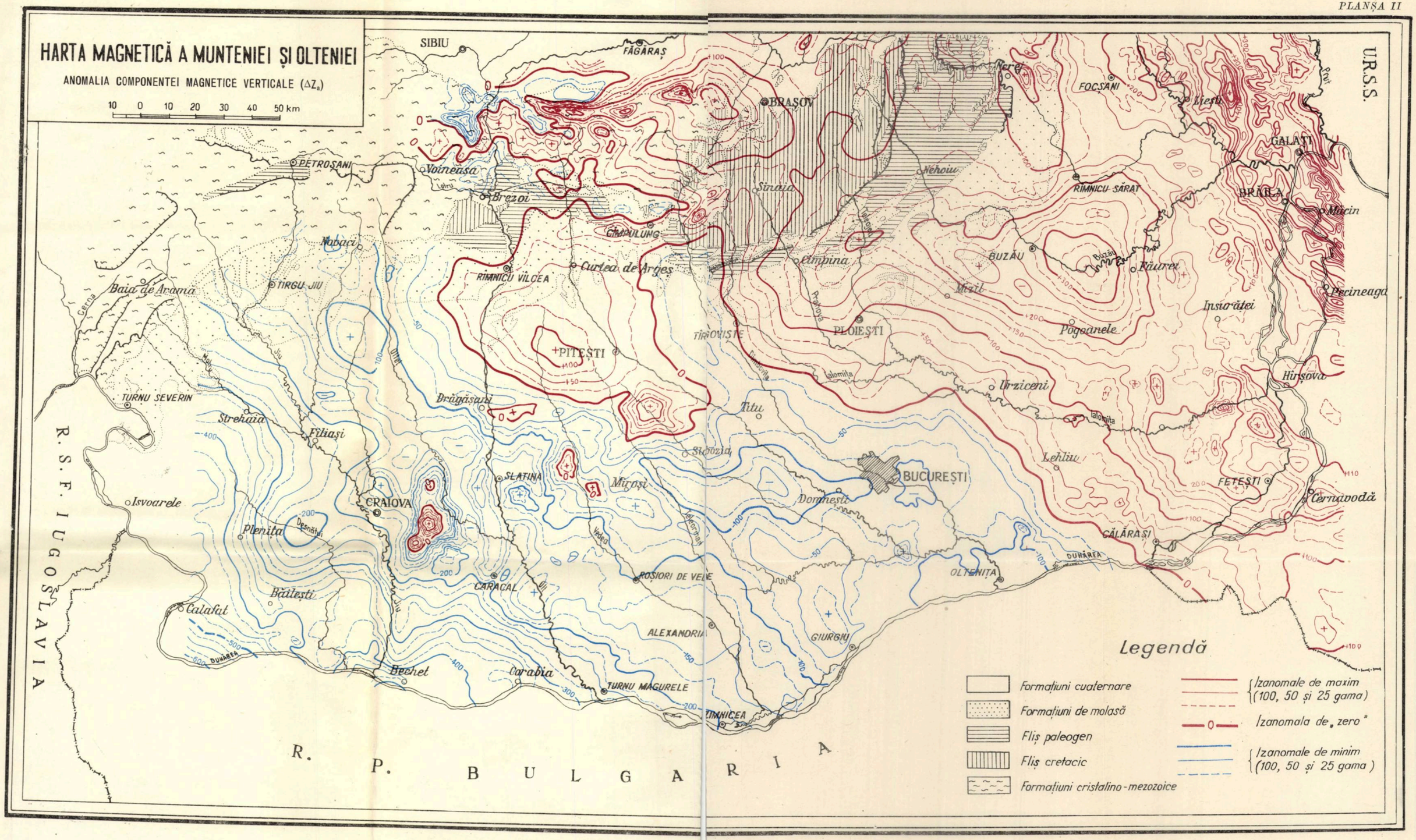
Redactarea lor, în imaginile ΔZ şi ΔZ_a, a fost completată de prelucrări făcute în scopul separării cîmpurilor prin procedee care să asigure distingerea influenţelor cu grade de regionalitate diferite.

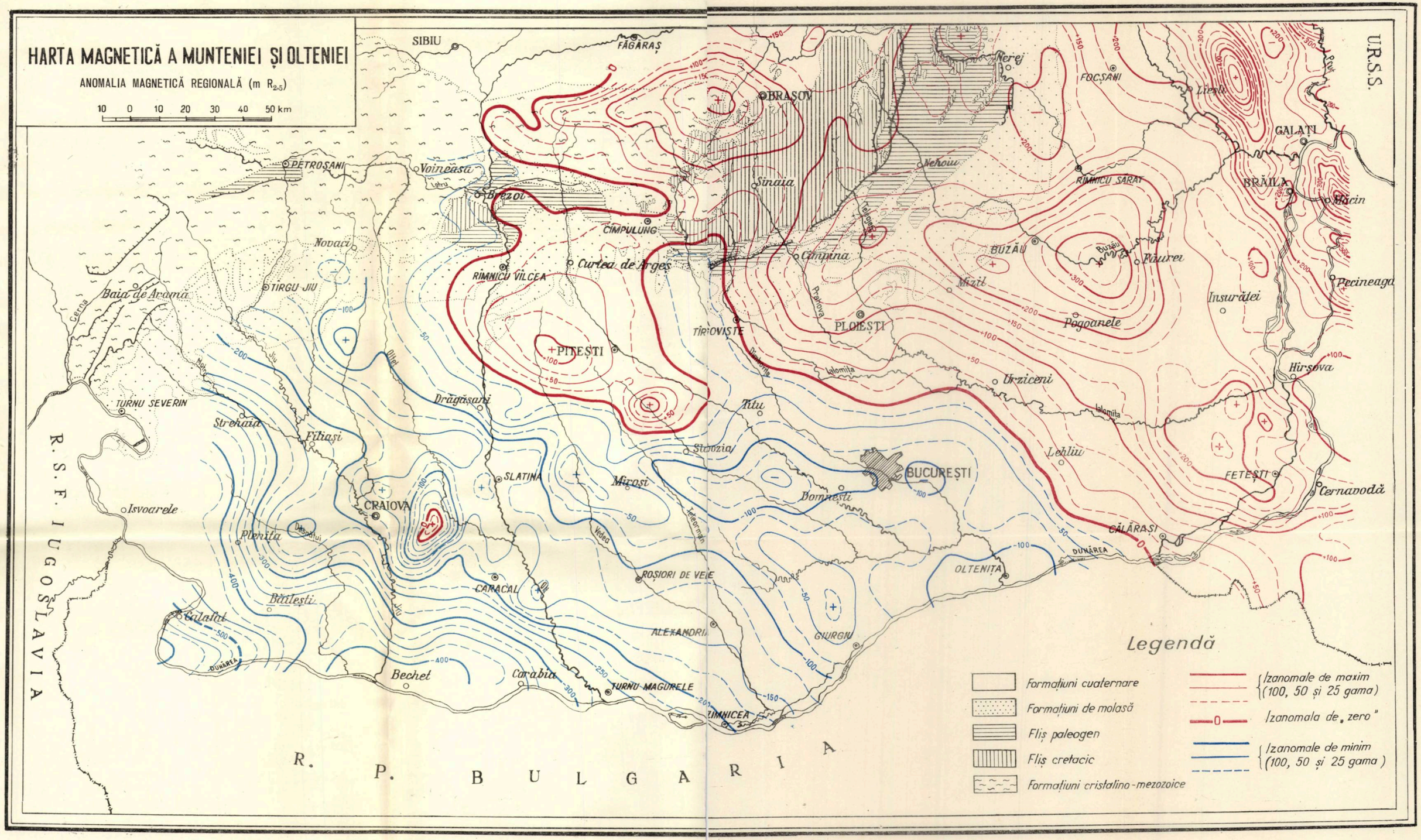
Rezultatele acestor prelucrări au creat posibilitatea unor interpretări în termeni geologici a aspectelor anomale, mai ales a celor cu persistenţă evidentă în imaginile care vădesc succesiunea pe verticală a cauzelor perturbatoare. Unele dintre aceste aspecte anomale par a fi manifestarea efectului unor mase ce depăşesc dimensiunile regionale.

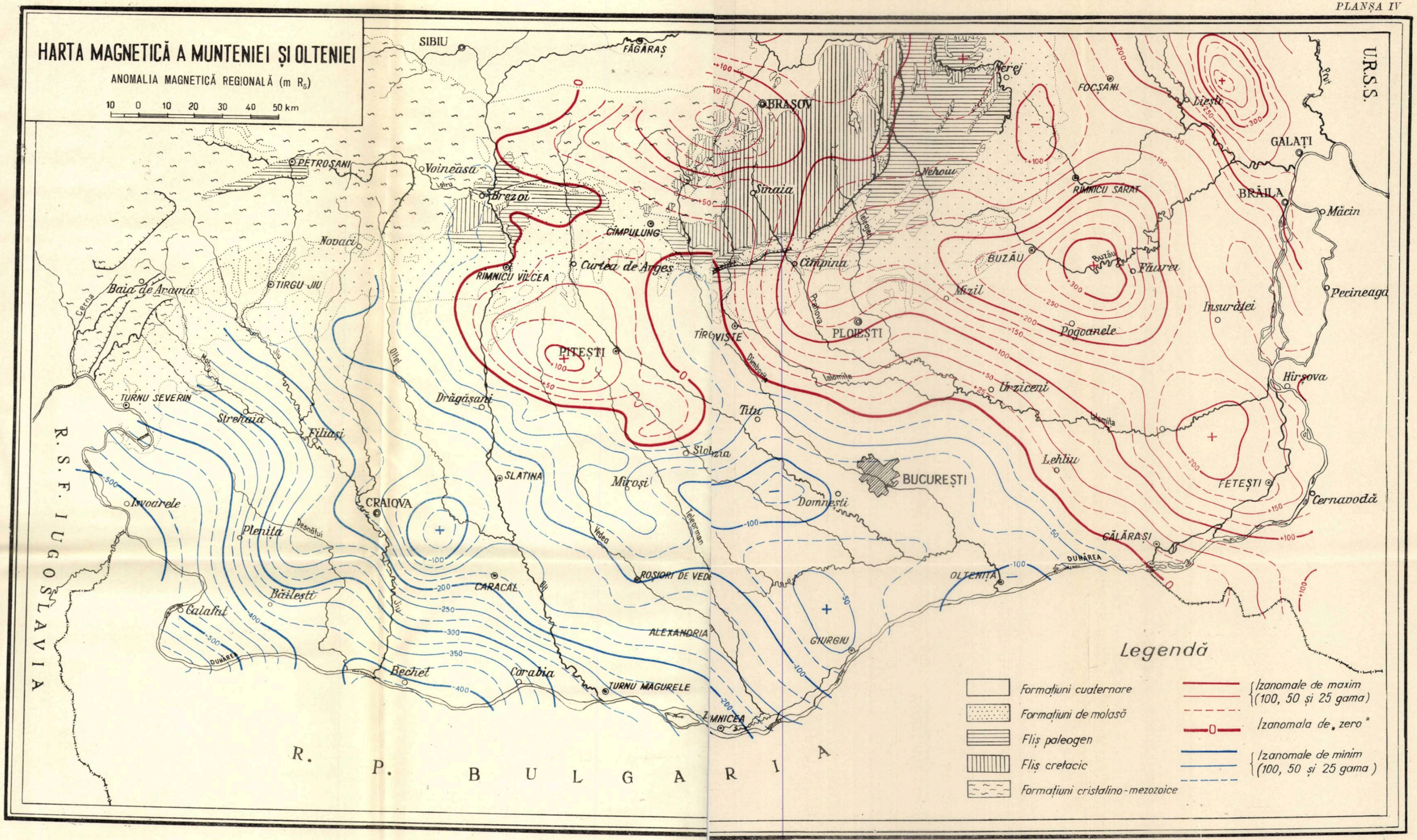
BIBLIOGRAFIE

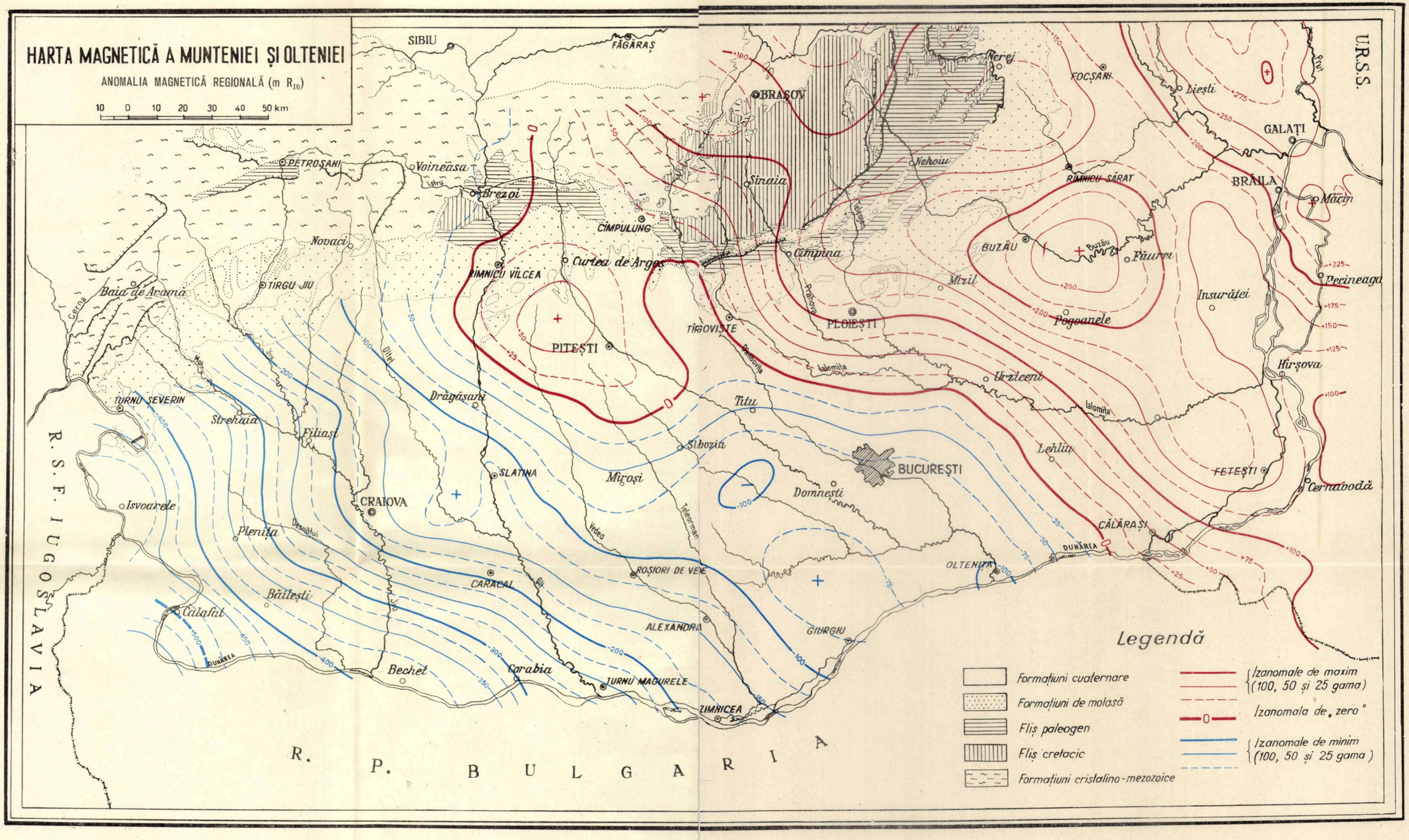
1. Airinei Şt. (1955), *Cercetări magnetice regionale din Dobrogea, Moldova de sud şi estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru)*, Bul. şt., Sec. şt. biol., agr. geol. geogr., t. 7, nr. 1, p. 155—175.
2. Airinei Şt. (1958), *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud şi estul Cîmpiei Române*, St. cerc. geol., t. 3, nr. *1—2*, p. 79—109.
3. Airinei Şt. (1963 a), *Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaţilor Orientali în lumina anomaliilor cîmpurilor gravimetric şi geomagnetic*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Bucureşti 1961, vol. VI (Secţia V geofizică), p. 5.
4. Airinei Şt. (1963 b), *Asupra structurii anomaliei magnetice din Subcarpaţii Munteniei orientale*, St. cerc. geofiz., t. 1, nr. 2, p. 313.
5. Airinei Şt., Stoenescu Sc., Velcescu Georgeta (1970), *Stadiul lucrărilor de redactare a hărţilor gravimetrice (anomalia Bouguer) şi magnetice (ΔZ şi ΔZ_a) la scara 1 :200 000 ale R. S. România*, St. tehn. econom., seria D (Prospecţiuni geofizice), vol. VII.
6. Airinei Şt. (1970), *Lucrări de teren executate în cadrul I. G. şi I.G.A. ale Comitetului de Stat al Geologiei în perioada 1961—1968 pentru redactarea hărţilor gravimetrice şi magnetice ale R. S. România, scara 1 : 200 000*, St. tehn. econom., seria D (Prospecţiuni geofizice), vol. VII.
7. Barbu C., Dăneţ T. (1970), *Asupra fundamentului Platformei Moezice din zona Balş-Optaşi*, Rev. petrol şi gaze, XX, nr. 7.
8. Constantinescu L. (1961), *Curs de geomagnetism şi prospecţiuni magnetice*, vol. I, Bucureşti, Edit. did. pedag.
9. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mémoire de la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. Geol., vol. XXXII, p. 5—96.
10. Gavăt I. (1957), *Harta anomaliilor magnetice din Muntenia şi Oltenia (scara 1 : 1.500.000)*, I.P.G.G., Bucureşti.
11. Gavăt I., Airinei Şt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1965), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geologice (gravimetrice şi magnetice)*, St. cerc. geofiz., t. 1, nr. 1, p. 5—47.
12. Milea N., Ştefleа V., Ştefleа Ligia (1959), *Valori magnetice absolute în Dobrogea şi estul Cîmpiei Române (valabile pentru 1957, 5)*, St. cerc. geol., t. 6, nr. 1, p. 163—183.
13. Milea M., Ştefleа Ligia, Ştefleа V. (1963), *Valori magnetice absolute în Muntenia şi zonele limitrofe din Oltenia şi Transilvania (valabile pentru 1957,5)*, în Probleme de geofizică, vol. II, p. 163—177.
14. Ştefleа V., Popovici Ligia (1963), *Valori magnetice absolute în Oltenia şi regiunile ei limitrofe*, St. cerc. geofiz., t. 1, nr. 1, p. 159—164.


ȘTEFAN, AIRINEI SCARLAT STOENESCU, GEORGETA VELCESCU
HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ȘI OLTENIEI
COMPONENTA MAGNETICĂ VERTICALĂ (ΔZ)
10 0 10 20 30 40 50 km
U.R.S.S.
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
Nerej
FOCȘANI
Liești
GALAȚI
BRĂILA
Mărin
Perineaga
Hîrșova
Cernavodă
FETEȘTI
CĂLĂRAȘI
OLTENIȚA
GIURGIU
ZIMNICEA
TURNU MAGURELE
ALEXANDRIA
ROȘIORI DE VEDE
CARACAL
SLATINA
CRAIOVA
Drăgășani
PITEȘTI
TÎRGUIȘTE
PLOIEȘTI
Cîmpina
Sinaia
Nehoiu
RÎMNICU SĂRAT
BUZĂU
Mizil
Pogoanele
Urziceni
Lehliu
BUCUREȘTI
Domnești
Titu
Slobozia
Miroși
Curtea de Argeș
CÎMPULUNG
RÎMNICU VÎLCEA
Brezoi
Voineasa
PETROȘANI
Novaci
TÎRGU JIU
Baia de Aramă
TURNU SEVERIN
Strehaia
Filiași
Isvoarele
Plenița
Băilești
Calafat
Bechet
Corabia
Prahova
Dîmbovița
Ialomița
Teleorman
Vedea
Olt
Jiu
Cerna
Desnățui
Prut
DUNĂREA
Legendă
Formațiuni cuaternare
Formațiuni de molasă
Fliș paleogen
Fliș cretacic
Formațiuni cristalino-mezozoice
Izodiname de 1000 gama
Izodiname de 500 gama
Izodiname de 100, 50 și 25 gama


HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ȘI OLTENIEI
ANOMALIA COMPONENTEI MAGNETICE VERTICALE (ΔZa)
10 0 10 20 30 40 50 km
U.R.S.S.
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
PETROȘANI
Voineasa
Brezoi
Sinaia
Nehoiu
FOCȘANI
Liești
GALAȚI
BRĂILA
Măcin
RÎMNICU SĂRAT
CÎMPULUNG
Nobaci
Curtea de Argeș
RÎMNICU VÎLCEA
Cîmpina
BUZĂU
Făurei
Pecineaga
Baia de Aramă
TÎRGU JIU
Mizil
Insurăței
PLOIEȘTI
Pogoanele
TÎRGOVIȘTE
PITEȘTI
Hîrșova
Urziceni
TURNU SEVERIN
Drăgășani
Titu
Strehaia
Filiași
Slobozia
Lehliu
BUCUREȘTI
FETEȘTI
Cernavodă
SLATINA
Miroși
Domnești
Isvoarele
CRAIOVA
Plenița
CĂLĂRAȘI
CARACAL
ROȘIORI DE VEDE
OLTENIȚA
Băilești
Calafat
ALEXANDRIA
GIURGIU
Bechet
Corabia
TURNU MAGURELE
ZIMNICEA
Legendă
Formațiuni cuaternare
Formațiuni de molasă
Fliș paleogen
Fliș cretacic
Formațiuni cristalino-mezozoice
Izanomale de maxim (100, 50 și 25 gama)
Izanomala de „zero"
Izanomale de minim (100, 50 și 25 gama)


HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ȘI OLTENIEI
ANOMALIA MAGNETICĂ REGIONALĂ (m $R_{2,5}$)
10 0 10 20 30 40 50 km
U.R.S.S.
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
Nerej
FOCȘANI
Lieșli
GALAȚI
BRĂILA
Măcin
PETROȘANI
Voineasa
Brezoi
Sinaia
Nehoiu
RIMNICU SĂRAT
CÎMPULUNG
Novaci
Curtea de Argeș
Cîmpina
BUZĂU
Făurei
Pecineaga
RIMNICU VÎLCEA
TÎRGU JIU
Baia de Aramă
Mizil
Insurăței
Pogoanele
PLOIEȘTI
TÎRGOVIȘTE
PITEȘTI
Hîrșova
Urziceni
TURNU SEVERIN
Strehaia
Filiași
Drăgășani
Titu
Stăvozia
Lehliu
FETEȘTI
Cernavodă
SLATINA
Miroși
BUCUREȘTI
Domnești
CRAIOVA
Isvoarele
Plenița
CĂLĂRAȘI
DUNĂREA
OLTENIȚA
ROȘIORI DE VEDE
CARACAL
Băilești
Calafat
ALEXANDRIA
GIURGIU
Bechet
Corabia
TURNU MAGURELE
ZIMNICEA
Legendă
Formațiuni cuaternare
Formațiuni de molasă
Fliș paleogen
Fliș cretacic
Formațiuni cristalino-mezozoice
Izanomale de maxim (100, 50 și 25 gama)
Izanomala de „zero"
Izanomale de minim (100, 50 și 25 gama)


HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ȘI OLTENIEI
ANOMALIA MAGNETICĂ REGIONALĂ (m R5)
10 0 10 20 30 40 50 km
U.R.S.S.
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
Nerej
FOCȘANI
Liești
GALAȚI
BRĂILA
Măcin
Pecineaga
Insurăței
Hîrșova
Cernavodă
FETEȘTI
CĂLĂRAȘI
OLTENIȚA
GIURGIU
ALEXANDRIA
ROȘIORI DE VEDE
TURNU MĂGURELE
ZIMNICEA
CARACAL
Corabia
Bechet
Băilești
Calafat
Plenița
Isvoarele
CRAIOVA
SLATINA
Miroși
Slobozia
Titu
Domnești
BUCUREȘTI
Lehliu
Urziceni
Mizil
PLOIEȘTI
Pogoanele
Făurei
BUZĂU
RIMNICU SĂRAT
Nehoiu
Sinaia
Cîmpina
TÎRGOVIȘTE
Curtea de Argeș
CÎMPULUNG
RIMNICU VÎLCEA
PITEȘTI
Drăgășani
Brezoi
Voineasa
PETROȘANI
Novaci
TÎRGU JIU
Baia de Aramă
TURNU SEVERIN
Strehaia
Filiași
Cerna
Jiu
Olt
Vedea
Teleorman
Dîmbovița
Prahova
Ialomița
Buzău
Prut
Desnățui
DUNĂREA
Legendă
Formațiuni cuaternare
Formațiuni de molasă
Fliș paleogen
Fliș cretacic
Formațiuni cristalino-mezozoice
Izanomale de maxim (100, 50 și 25 gama)
Izanomala de „zero"
Izanomale de minim (100, 50 și 25 gama)


HARTA MAGNETICĂ A MUNTENIEI ȘI OLTENIEI
ANOMALIA MAGNETICĂ REGIONALĂ (m R_{10})
10 0 10 20 30 40 50 km
U.R.S.S.
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
Nerej
FOCȘANI
Liești
GALAȚI
BRĂILA
Măcin
Pecineaga
Hîrșova
Cernavodă
FETEȘTI
CĂLĂRAȘI
OLTENIȚA
GIURGIU
ZIMNICEA
TURNU MAGURELE
ALEXANDRIA
ROȘIORI DE VEDE
CARACAL
SLATINA
CRAIOVA
Drăgășani
Miroși
Titu
Slobozia
Domnești
BUCUREȘTI
Lehliu
Urziceni
Pogoanele
Mizil
Făurei
BUZĂU
RÎMNICU SĂRAT
Nehoiu
Sinaia
Cîmpina
PLOIEȘTI
TÎRGOVIȘTE
PITEȘTI
Curtea de Argeș
RÎMNICU VÎLCEA
CÎMPULUNG
Brezoi
Voineasa
PETROȘANI
Novaci
TÎRGU JIU
Baia de Aramă
TURNU SEVERIN
Strehaia
Filiași
Isvoarele
Plenița
Băilești
Calafat
Bechet
Corabia
Legendă
Formațiuni cuaternare
Formațiuni de molasă
Fliș paleogen
Fliș cretacic
Formațiuni cristalino-mezozoice
Izanomale de maxim (100, 50 și 25 gama)
Izanomala de „zero"
Izanomale de minim (100, 50 și 25 gama)

EXPRESIILE MĂRIMILOR SPECTRALE RELATIVE LA MODELELE UTILIZATE ÎN INTERPRETAREA GRAVIMETRICĂ

DE

D. MILCOVEANU

1. INTRODUCERE

În scopul separării informaţiilor utile din ansamblul măsurătorilor, Swartz [1], [2] a propus primul în 1954 ca în cadrul procesului de interpretare al explorărilor geofizice să se utilizeze întreg aparatul matematic al analizei şi sintezei spectrale, atît de bine cunoscut şi utilizat în teoria comunicaţiilor şi în automatică. Cu alte cuvinte, este vorba de interpretări efectuate în spaţiul complex unde variabila se măsoară în cicli pe unitatea de lungime.

Ideea aplicării analizei şi sintezei spectrale la interpretarea explorărilor gravimetrice şi magnetometrice a fost reluată de Dean [3], care a realizat o fundamentare ştiinţifică a filtrării măsurătorilor gravimetrice şi magnetometrice.

Era evident că pentru a se ajunge la o interpretare cantitativă a explorărilor gravimetrice şi magnetometrice s-au calculat funcţiile spectrale relative la cîteva modele teoretice.

Primele funcţii spectrale, respectiv spectrul de frecvenţă al mărimii gravitaţiei g, şi relativ la modelele cilindru orizontal infinit şi placă verticală, respectiv orizontală infinită, au fost calculate în 1960 de Gladki [4].

Au urmat şi alte cercetări care au stabilit diferite tehnici de interpretare pe baza expresiilor funcţiilor spectrale ale mărimilor gravimetrice şi magnetometrice relative la cîteva modele utilizate mai frecvent în tehnica interpretărilor. Aceste cercetări se datoresc geofizicienilor Troskov [5], Soloviev şi Romanov [6], Odegard şi Berg [7], Neidell [8], Bhattacharyya [9], [10] şi Sharma şi Geldart [11].

Deşi numărul modelelor luate în consideraţie şi acela al mărimilor gravimetrice şi magnetometrice studiate din punctul de vedere al analizei spectrale de către autorii menţionaţi este redus, totuşi se poate spune că aceste cercetări au pus bazele teoretice şi practice ale metodei de in-

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 39–71, BUCUREŞTI, 1971

terpretare a explorărilor gravimetrice și magnetometrice cu ajutorul analizei spectrale și al modelelor.

În continuare vom menționa cercetările care au stabilit metodologia practică pentru calculul mărimilor spectrale relative la o explorare gravimetrică sau magnetometrică efectuată.

Cercetările care au abordat acest aspect al problemei au fost efectuate de geofizicienii Horton, Hempkins și Hoffman [12] și Goltzman și Kalinina [13], [14].

Interpretarea efectuîndu-se în spațiul complex, unde avem posibilitatea să aplicăm într-un mod simplu și eficient procedeele de filtrare și alte metode specifice analizei și sintezei spectrale, este evident că trebuie construit un cadru matematic pentru interpretarea mărimilor spectrale. Acest cadru se realizează cu ajutorul modelelor teoretice, care trebuie studiate din punct de vedere spectral cît mai complet.

În studiul de față sînt prezentate rezultatele calculelor care au condus la stabilirea expresiilor spectrale relative la totalitatea mărimilor gravimetrice utilizate astăzi în practica explorărilor geofizice și la modelele cele mai utilizate în tehnica interpretării.

2. CONSIDERAȚII TEORETICE

Aparatul matematic și mărimile studiate în cazul unei interpretări realizate pe baza analizei spectrale în spațiul complex sînt identice cu acelea studiate în cadrul teoriei comunicațiilor și al automaticii, cu singura deosebire că, în loc să măsurăm frecvențele în ciclii pe unitatea de timp, acestea se măsoară în cicli pe unitatea de lungime. Noii variabile ω, denumită și argument, i se spune adesea simplu frecvență, iar anomaliei semnal.

Mărimile spectrale utilizate în noua tehnică de interpretare geofizică sînt următoarele:

2.1. *Spectrul de frecvență.* Dacă funcția $F(x)$ reprezintă anomalia gravimetrică sau magnetometrică măsurată, adică semnalul analizat, atunci spectrul de frecvență corespunzător se calculează cu ajutorul transformatei Fourier directe:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x) \cdot e^{-i\omega x} \cdot dx = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x). [\cos(\omega x) - i \sin(\omega x)]. dx.$$

Spectrul de frecvență $S(\omega)$ este în general complex. El poate fi defalcat într-o parte reală și una imaginară, conform expresiei

$$S(\omega) = R(\omega) + i I(\omega).$$

în care:

$$R(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x). \cos(\omega x) \cdot dx \text{ și } I(\omega) = -\int_{-\infty}^{+\infty} F(x). \sin(\omega x). dx.$$

Fiecare în parte din aceşti doi termeni pot fi nuli.

Spectrul de frecvenţă conţine date în ceea ce priveşte amplitudinile şi defazajele armonicilor elementare, din suprapunerea cărora se obţine anomalia gravimetrică sau magnetometrică, adică semnalul $F(x)$.

2.2. *Spectrul de amplitudine.* Această mărime spectrală se defineşte pe baza relaţiei

$$A(\omega) = [R^2(\omega) + I^2(\omega)]^{1/2}.$$

Spectrul de amplitudine sau argumentul funcţiei este întotdeauna o mărime reală şi reprezintă mulţimea amplitudinilor armonicilor elementare din suprapunerea cărora se obţine semnalul $F(x)$.

2.3. *Spectrul de fază simplă.* Această mărime spectrală se defineşte pe baza relaţiei

$$\varphi(\omega) = \operatorname{arc\,tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}.$$

Spectrul de fază simplă sau argumentul spectrului de frecvenţă este de asemenea o mărime întotdeauna reală şi reprezintă mulţimea defazajelor armonicilor elementare din suprapunerea cărora se obţine semnalul $F(x)$. Spectrul de fază simplă poate avea o valoare nulă sau constantă, ceea ce ar arăta caracterul echifazic al armonicilor elementare, care, suprapunîndu-se, conduc la $F(x)$. Spectrul de fază simplă poate avea însă şi o valoare variabilă în funcţie de frecvenţa ω. Această caracteristică constituie un test pentru alegerea modelului.

Cunoaşterea spectrului de amplitudine $A(\omega)$ şi a spectrului de fază simplă $\varphi(\omega)$ permite exprimarea spectrului de frecvenţă $S(\omega)$ într-o altă formă, şi anume

$$S(\omega) = A(\omega) \cdot e^{i\varphi(\omega)} = A(\omega) \cdot [\cos \varphi(\omega) + i \sin \varphi(x)].$$

2.4. *Spectrul de putere.* Această mărime spectrală se defineşte pe baza relaţiei

$$P(\omega) = R^2(\omega) + I^2(\omega).$$

Spectrul de putere este o funcţie pară de frecvenţă ω şi reprezintă o mărime întotdeauna reală şi pozitivă. El reprezintă măsura distribuţiei spectrale a puterii semnalului $F(x)$, luînd în consideraţie toate valorile lui x de la $-\infty$ la $+\infty$.

Intervalele dintre maximele curbei reprezentînd spectrul de putere în funcţie de frecvenţa ω sînt elemente interesante pentru un interpretator.

2.5. *Funcţia de autocorelaţie.* Conform teoremei lui Wiener-Kintchine, spectrul de putere şi funcţia de autocorelaţie, denumită şi funcţie de autocovarianţă, constituie o pereche de transformate Fourier. Cum spectrul de putere este întotdeauna o funcţie pară, iar frecvenţa ω variază

numai de la 0 la $+\infty$, rezultă că funcţia de autocorelaţie se defineşte pe baza relaţiei

$$C(x) = \frac{1}{\pi}\int_0^{+\infty} P(\omega)\cdot\cos(x\omega).\,d\omega.$$

Rezultă că funcţia de autocorelaţie conţine aceeaşi informaţie ca şi spectrul de putere, însă exprimată sub o altă formă, ceea ce este adesea foarte util.

Funcţia de autocorelaţie reprezintă măsura gradului de asemănare a semnalului $F(x)$ cu o anumită parte tot a lui. Cu alte cuvinte, atunci cînd semnalul $F(x)$ prezintă porţiuni care seamănă între ele, adică semnalul se repetă, lucru greu de constatat direct la observarea lui $F(x)$, funcţia de autocorelaţie, prin maximele succesive pe care le prezintă, permite punerea în evidenţă a unei periodicităţi în cauzele care au generat semnalul, adică anomalia gravimetrică sau magnetometrică $F(x)$.

În cazul unui semnal $F(x)$ care nu prezintă asemănări ale diverselor porţiuni, funcţia de autocorelaţie este îngustă şi ascuţită, avînd un singur maxim în origine.

2.6. *Energia.* Energia semnalului se defineşte, conform teoremei lui Parseval, ca fiind egală cu integrala în raport cu frecvenţa a puterii instantanee a acestuia, adică

$$E = \frac{1}{\pi}\int_0^{+\infty} P(\omega)\cdot d\omega,$$

unde E reprezintă măsura energiei totale a semnalului, adică a anomaliei gravimetrice sau magnetometrice.

Valoarea energiei unui semnal, adică a unei anomalii, dă indicaţii interesante asupra dimensiunilor şi caracteristicilor fizice relative la corpul perturbant care a generat anomalia.

Mărimile spectrale $S(\omega)$, $A(\omega)$, $\varphi(\omega)$, $P(\omega)$, funcţia de autocorelaţie $C(x)$ şi energia E formează o familie de mărimi conţinînd aceeaşi informaţie, legată de spectrul frecvenţelor ω, care variază de la 0 la $+\infty$, respectiv la variabila x, care variază de la $-\infty$ la $+\infty$, informaţie descrisă însă în mod diferit.

3. CALCULE ŞI REZULTATE

Au fost studiate mărimile relative la explorările gravimetrice. Cunoscîndu-se expresiile analitice ale funcţiilor : gravitatea, $g(x)$, gradientul vertical, $g_z(x)$, gradientul orizontal, $g_x(x)$, şi derivata a doua după verticală a gravitaţiei $g_{zz}(x)$, pentru modelele cele mai utilizate în tehnica interpretărilor au fost calculate cu ajutorul transformatei Fourier directe spectrele de frecvenţă respective : $S_g(\omega)$, $S_{g_z}(\omega)$, $S_{g_x}(\omega)$ şi $S_{g_{zz}}(\omega)$.

Au fost calculate în continuare, pe baza formulelor prezentate pentru aceleaşi modele şi mărimi gravimetrice, celelalte mărimi spectrale, şi anume spectrele de amplitudine $A_g(\omega)$, $A_{g_z}(\omega)$, $A_{g_x}(\omega)$, $A_{g_{zz}}(\omega)$, spectrele de fază simplă φ_g, φ_{g_z}, φ_{g_x}, $\varphi_{g_{zz}}$ şi spectrele de putere $P_g(\omega)$, $P_{g_z}(\omega)$, $P_{g_x}(\omega)$ şi $P_{g_{zz}}(\omega)$.

În sfîrșit, au fost calculate funcțiile de autocorelație $C_g(x)$, $C_{g_z}(x)$, $C_{g_x}(x)$ și $C_{g_{zz}}(x)$, precum și energiile E_g, E_{g_z}, E_{g_x}, și $E_{g_{zz}}$.

Rezultatele calculelor și schemele modelelor sînt prezentate sub o formă concentrată în tabelele din studiu.

În aceste tabele sînt utilizate notațiile K, constanta atracției universale, și $\Delta\sigma$, contrastul de densitate. Celelalte notații au semnificația indicată în figurile 1—15.

RECAPITULARE

Din examinarea conținutului tabelelor din studiu se constată că interpretatorul dispune de o colecție de modele pentru care sînt date aproape în toate cazurile expresiile tuturor mărimilor spectrale și funcțiile de autocorelație, respectiv energiile, relative la toate mărimile gravimetrice utilizate în practica explorărilor geofizice.

Toate aceste mărimi, care sînt de natură statistică, conduc la cunoașterea obiectivă și completă a structurii geologice care a generat semnalul gravimetric și care face obiectul interpretării.

Pentru rezolvarea transformărilor Fourier au fost utilizate tabele speciale [15], [16] și [17].

BIBLIOGRAFIE

1. C. A. Swartz, *Some geometrical prosperties of residual maps*, Geophysics, *19* (1954).
2. C. A. Swartz, V. M. Sokoloff, *Filtering associated with selective sampling of geophysica data*, Geophysics, *21* (1954).
3. W. C. Dean, *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*, Geophysics, *23* (1958).
4. K. V. Gladki, *Razdelenie sumarnih gravitaționih polei kak proțes ceastotnoi filtrații*, Prikladnaia gheofizica, *25* (1960).
5. G. Troskov, *Primenenie preobrazenii Furiera pri reșenii obratnoi problemi magnitnih i gravimetriceskih razvedok*, Prikladnaia geofizika, *30* (1961).
6. O. A. Soloviev, V. G. Romanov, *Nekotorie voprosi ceastotnogo analiza magnitnîh i gravimetriceskih anomalii v elektronnih tifriceskih mașinah*, Akad. Nauk SSSR, Sibirskoe otdelenie, 21, Sbornik geofiziky, *4* (1963).
7. M. Odegard, I. Berg, *Gravity interpretation using the Fourier integral*, Geophysics, *30* (1965).
8. N. S. Neidell, *Spectral studies of marine geophysical profiles*, Geophysics, *31* (1966).
9. B. K. Bhattacharyya, *Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation*, Geophysics, *30* (1965).
10. B. K. Bhattacharyya, *Continous spectrum of the total magnetic field anomaly due to rectangular prismatic body*, Geophysics, *31* (1966).
11. B. Sharma, L. Geldart, *Analysis of Gravity Anomalies of Two-Dimensional Faults Using Fourier Transforms*, Geophysical Prospecting, *16* (1968).
12. C. W. Horton, W. B. Hempkins, A. I. Hoffman, *A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern canadian sheild*, Geophysics, *29* (1964).
13. F. M. Goltzman, T. B. Kalinina, *Prostie metodi analiza i sinteza ciastoti i ih primenenie v reșenii nekotorih geofiziceskih voprosov*, Prikladnaia geofizika, *21* (1958).
14. T. B. Kalinina, F. M. Goltzman, *Nomograficeskii metod opredelentia signolova vîhode lineavîh filtruinscih sistem*, Izv. Akad. Nauk SSSR, Sbornik geofiziky, *11* (1959).
15. H. Bateman, A. Erdelyi, *Tables of integral transforms*, vol. I, New York — Toronto — Londra, McGraw-Hill Book Comp., Inc., 1954.
16. V. A. Ditkin, A. P. Prudnikov, *Integralie preborazovanie i operationnoe iscislemie*, Moskva, Gos. izd. fiziko-matematiceskoe literaturî, 1961.
17. I. Lavoine, *Transformation de Fourier*, Paris, C.N.R.S., 1963.

EXPRESIILE MĂRIMILOR SPECTRALE

Modelul / Mărimea	CILINDRU ORIZONTAL INFINIT EXTINS (fig. 1)
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = \pi C_1 e^{-h\omega}$. Formula lui GLADKI [4] și ODEGARD-BERG [7].
	$S_{g_x}(\omega) = i \pi C_1 \omega \cdot e^{-h\omega}$.
	$S_{g_z}(\omega) = \pi C_1 \omega \cdot e^{-h\omega}$.
	$S_{g_{zz}}(\omega) = \pi C_1 \omega^2 e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = \pi C_1 e^{-h\omega}$.
	$A_{g_x}(\omega) = \pi C_1 \omega e^{-h\omega}$.
	$A_{g_z}(\omega) = \pi C_1 \omega e^{-h\omega}$.
	$A_{g_{zz}}(\omega) = \pi C_1 \omega^2 e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0\,;\ \pi\,;\quad \varphi_{g_x} = \frac{\pi}{2}\,;\quad \varphi_{g_z} = 0\,;\ \pi\,;\quad \varphi_{g_{zz}} = 0\,;\ \pi$
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = \pi^2 C_1^2 e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_x}(\omega) = \pi^2 C_1^2 \omega^2 e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_z}(\omega) = \pi^2 C_1^2 \omega^2 e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_{zz}}(\omega) = \pi^2 C_1^2 \omega^4 e^{-2h\omega}$.
Funcția de autocorelație	$C_g(x) = 2\pi C_1^2 \frac{h}{4h^2 + x^2}$
	$C_{g_x}(x) = 2\pi C_1^2 \left(\frac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3 \cdot \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]$
	$C_{g_z}(x) = 2\pi C_1^2 \left(\frac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3 \cdot \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]$
	$C_{g_{zz}}(x) = 24\,\pi\, C_1^2 \frac{1}{(4h^2 + x^2)^{5/2}} \cdot \cos\left[5 \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{x}{2h}\right)\right]$

Modelul / Mărimea	CILINDRU ORIZONTAL INFINIT EXTINS (*continuare*) (fig. 1)
Energia	$E_g = \pi C_1^2 \cdot \frac{1}{2h}$ $E_{g_x} = \pi C_1^2 \cdot \frac{1}{4h^3}$ $E_{g_z} = \pi C_1^2 \cdot \frac{1}{4h^3}$ $E_{g_{zz}} = 3\pi C_1^2 \cdot \frac{1}{4h^5}$
	Observaţii : $C_1 = 2K\Delta\sigma \cdot \pi R^2$.

Modelul / Mărimea	CILINDRU VERTICAL SEMIINFINIT (fig. 2)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = FK_0(h\omega)$. $S_{g_x}(\omega) = -iF\omega \cdot K_0(h\omega)$. $S_{g_z}(\omega) = F \cdot \omega \cdot K_1(h\omega)$. $S_{g_{zz}}(\omega) = \frac{2F}{3h^2}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2} \cdot \frac{d^2}{d(h\omega)^2}[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\}$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = FK_0(h\omega)$. $A_{g_x}(\omega) = F \cdot \omega \cdot K_0(h\omega)$. $A_{g_z}(\omega) = F\omega \cdot K_1(h\omega)$. $A_{g_{zz}}(\omega) = \frac{2F}{3h^2}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2} \cdot \frac{d^2}{d(h\omega)^2}[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\}$.

Mărimea. \ Modelul	CILINDRU VERTICAL SEMIINFINIT *(continuare)* (fig. 2)
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0\,;\quad \pi\,;\quad \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}\,;\quad \varphi_{g_z} = 0\,;\quad \pi\,;\quad \varphi_{g_{zz}} = 0\,;\quad \pi.$
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = F^2 \cdot [K_0(h\omega)]^2.$ $P_{g_x}(\omega) = F^2 \cdot \omega^2 \cdot [K_0(h\omega)]^2.$ $P_{g_z}(\omega) = F^2 \cdot \omega^2\,[K_1(h\omega)]^2.$ $P_{g_{zz}}(\omega) = \frac{4F^2}{9h^4}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2} \cdot \frac{d^2}{d(h\omega)^2}\,[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\}^2 \cdot$
Funcția de autocorelație	$C_g(x) = \frac{F^2}{4h} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \cdot \frac{\left[\Gamma\left(\frac{1}{2} + K\right)\right]^2}{\Gamma(1+K)} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} \cdot \frac{1}{K!} \cdot$ $C_{g_x}(x) = \frac{F^2}{4h^3} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \cdot \frac{\left[\Gamma\left(\frac{3}{2} + K\right)\right]^3}{\Gamma\left(\frac{1}{2} + K\right) \cdot \Gamma(2+K)} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} \cdot \frac{1}{K!} \cdot$ $C_{g_z}(x) = \frac{F^2}{4h^3} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \cdot \frac{\Gamma\left(\frac{5}{2} + K\right)\Gamma\left(\frac{3}{2} + K\right)}{\Gamma(2+K)} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} \cdot \frac{1}{K!} \cdot$
	Observații: $F = 2K\Delta\sigma \cdot \pi R^2$; $K_0(h\omega)$, $K_1(h\omega)$ și $K_2(h\omega)$ sînt funcții Bessel modificate de speța a doua iar $\Gamma(a+K)$ sînt funcții hipergeometrice (Gauss).

Modelul / Mărimea	CILINDRU VERTICAL FINIT (fig. 3)
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = F\,[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]$.
	$S_{g_x}(\omega) = -\,iF\omega\,[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]$.
	$S_{g_z}(\omega) = F\omega\,[K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]$.
	$S_{g_{zz}}(\omega) = \frac{2F}{3h^2}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(h\omega)^2}[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\} -$ $- \frac{2F}{3H^2}\left\{(H\omega)^2 K_2(H\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(H\omega)^2}[(H\omega)^2 K_2(H\omega)]\right\}$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = F[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]$.
	$A_{g_x}(\omega) = F\cdot\omega\,[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]$.
	$A_{g_z}(\omega) = F\cdot\omega\,[K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]$.
	$A_{g_{zz}}(\omega) = \frac{2F}{3h^2}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(h\omega)^2}[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\} -$ $- \frac{2F}{3H^2}\left\{(H\omega)^2 K_2(H\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(H\omega)^2}[(H\omega)^2 K_2(H\omega)]\right\}$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0\,;\quad \pi\,;\quad \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}\,;\quad \varphi_{g_z} = 0\,;\quad \pi\,;\quad \varphi_{g_{zz}} = 0\,;\quad \pi$.
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = F^2\,[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]^2$.
	$P_{g_x}(\omega) = F^2\cdot\omega^2\,[K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]^2$.
	$P_{g_z}(\omega) = F^2\omega^2\,[K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]^2$.
	$P_{g_{zz}}(\omega) = \frac{4F^2}{3}\left\{\frac{1}{h^2}\left\{(h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(h\omega)^2}[(h\omega)^2 K_2(h\omega)]\right\} -\right.$ $\left. - \frac{1}{H^2}\left\{(H\omega)^2 K_2(H\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{d^2}{d(H\omega)^2}[(H\omega)^2 K_2(H\omega)]\right\}\right\}^2$.

Modelul / Mărimea	CILINDRU VERTICAL FINIT *(continuare)* (fig. 3)
Funcţia de autocorelaţie	$C_g(x) = \frac{F^2}{4} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \cdot \frac{\left[\Gamma\left(\frac{1}{2}+K\right)\right]^2}{\Gamma(1+K)} \cdot \frac{1}{K!} \left\{ \frac{1}{h} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} + \right.$ $\left. + \frac{1}{H}\left(\frac{x}{2H}\right)^{2K} - 2 \cdot \frac{1}{(hH)^{1/2}} \left[- \frac{x^2 + (H-h)^2}{4hH} \right]^K \right\}.$
	Observaţii : $F = 2K\Delta\sigma\pi R^2$; $K_0(h\omega)$, $K_1(h\omega)$, $K_2(h\omega)$, $K_0(H\omega)$, $K_1(H\omega)$ şi $K_2(H\omega)$ sînt funcţii Bessel modificate de speţa a doua iar $\Gamma(a+K)$ sînt funcţii hipergeometrice (Gauss).

Modelul / Mărimea	SFERA (fig. 4)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = 2C \cdot \omega K_1(h\omega)$ Formula lui ODEGARD — BERG [7].
	$S_{g_x}(\omega) = -\,\mathrm{i}\,\frac{2C}{h^2} \cdot \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}(h\omega)} [(h\omega)^2 K_2(h\omega)].$
	$S_{g_z}(\omega) = \frac{4C}{3h^2} \left\{ (h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2} \cdot \frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}(h\omega)^2} [(h\omega)^2 K_2(h\omega)] \right\}.$
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = 2C \cdot \omega \cdot K_1(h\omega).$
	$A_{g_x}(\omega) = \frac{2C}{h^2} \cdot \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}(h\omega)} [(h\omega)^2 K_2(h\omega)].$
	$A_{g_z}(\omega) = \frac{4C}{3h} \left\{ (h\omega)^2 K_2(h\omega) + \frac{1}{2} \cdot \frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}(h\omega)^2} [(h\omega)^2 K_2(h\omega)] \right\}.$
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0\,;\ \pi\,; \quad \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}\,; \quad \varphi_{g_z} = 0\,;\ \pi.$

Mărimea \ Modelul	SFERĂ (*continuare*) (fig. 4)
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = 4C^2\omega^2 [K_1(\hbar\omega)]^2.$ $P_{g_x}(\omega) = \frac{4C^2}{\hbar^4}\left\{\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}(\hbar\omega)}[(\hbar\omega)^2 K_2(\hbar\omega)]\right\}^2.$ $P_{g_z}(\omega) = \frac{16C^2}{9\hbar^4}\left\{(\hbar\omega)^2 K_2(\hbar\omega) + \frac{1}{2}\cdot\frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}(\hbar\omega)^2}[(\hbar\omega)^2 K_2(\hbar\omega)]\right\}^2.$
Funcţia de autocorelaţie	$C_g(x) = \frac{C^2}{\hbar^3}\sum_{K=0}^{\infty}(-1)^K \cdot \frac{\Gamma\left(\frac{5}{2}+K\right)\cdot\Gamma\left(\frac{3}{2}+K\right)}{\Gamma(2+K)}\left(\frac{x}{2h}\right)^{2K}\cdot\frac{1}{K!}$
	Observaţii: $C = \frac{4}{3}K\Delta\sigma\cdot\pi R^3$; $K_1(\hbar\omega)$ şi $K_2(\hbar\omega)$ sînt funcţii Bessel modificate de speţa a doua iar $\Gamma(a+K)$ sînt funcţii hipergeometrice (Gauss).

Mărimea \ Modelul	TREAPTA DREAPTĂ (fig. 5)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = iD\left[\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-\hbar\omega}) - \frac{1}{\omega}(H-\hbar)\right]$ Formula lui ODEGARD-BERG [7]. $S_{g_x}(\omega) = -D\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-\hbar\omega}).$ $S_{g_z}(\omega) = iD\cdot\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-\hbar\omega}).$ $S_{g_{zz}}(\omega) = iD\cdot(e^{-H\omega} - e^{-\hbar\omega}).$

Mărimea. \ Modelul	TREAPTA DREAPTĂ *(continuare)* (fig. 5)
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = D\left[\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}) - \frac{1}{\omega}(H-h)\right]$. $A_{g_x}(\omega) = D\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})$. $A_{g_z}(\omega) = D\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})$. $A_{g_{zz}}(\omega) = D(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = \frac{\pi}{2}$; $\varphi_{g_x} = 0$; π; $\varphi_{g_z} = \frac{\pi}{2}$; $\varphi_{g_{zz}} = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = D^2\left[\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}) - \frac{1}{\omega}(H-h)\right]^2$. $P_{g_x}(\omega) = D^2\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2$. $P_{g_z}(\omega) = D^2\cdot\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2$. $P_{g_{zz}}(\omega) = D^2(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2$.
Funcția de autocorelație	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{2D^2}{\pi}\left[\frac{H}{4H^2+x^2} + \frac{h}{4h^2+x^2} - \frac{H+h}{(H+h)^2+x^2}\right]$.
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{D^2}{\pi}\left[\frac{1}{2H} + \frac{1}{2h} - \frac{2}{H+h}\right]$.
	Observații : $D = 2\pi K\Delta\sigma$.

Modelul / Mărimea.	FALIA DREAPTĂ (fig. 6)
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = iD \cdot \frac{1}{\omega^2}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$S_{g_x}(\omega) = -D\frac{1}{\omega}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$S_{g_z}(\omega) = iD \cdot \frac{1}{\omega}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$S_{g_{zz}}(\omega) = iD \cdot [(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = D \cdot \frac{1}{\omega^2}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$A_{g_x}(\omega) = D\frac{1}{\omega}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$A_{g_z}(\omega) = D \cdot \frac{1}{\omega}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
	$A_{g_{zz}}(\omega) = D[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = \frac{\pi}{2}$; $\varphi_{g_x} = 0; \pi$; $\varphi_{g_z} = \frac{\pi}{2}$; $\varphi_{g_{zz}} = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = D^2\frac{1}{\omega^4}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]^2$.
	$P_{g_x}(\omega) = D^2\frac{1}{\omega^2}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]^2$.
	$P_{g_z}(\omega) = D^2\frac{1}{\omega^2}[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]^2$.
	$P_{g_{zz}}(\omega) = D^2[(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}) - (e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega})]^2$.

Modelul / Mărimea.	FALIA DREAPTĂ (*continuare*) (fig. 6)
Funcţia de autocorelaţie	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{2D^2}{\pi}\left\{\frac{H_1}{4H_1^2+x^2} + \frac{h_1}{4h_1^2+x^2} - \frac{H_1+h_1}{(H_1+h_1)^2+x^2} + \frac{H^2}{4H_2^2+x^2} + \right.$ $+ \frac{h_2}{4h_2^2+x^2} - \frac{H_2+h_2}{(H_2+h_2)^2+x^2} - \frac{H_1+H_2}{(H_1+H_2)^2+x^2} + \frac{h_1+H_2}{(h_1+H_2)^2+x^2} +$ $\left. + \frac{H_1+h_2}{(H_1+h_2)^2+x^2} - \frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+x^2}\right\}.$
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{D^2}{\pi}\left[\frac{1}{2H_1} + \frac{1}{2h_1} + \frac{1}{2H_2} + \frac{1}{2h_2} - \frac{2}{H_1+h_1} - \frac{2}{H_2+h_2} - \right.$ $\left. - \frac{2}{H_1+H_2} - \frac{2}{h_1+h_2} + \frac{2}{H_2+h_1} + \frac{2}{H_1+h_2}\right].$
	Observaţii : $D = 2\pi K \Delta\sigma$.

Modelul / Mărimea	HORSTUL ŞI GRABENUL (fig. 7)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = E\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega).$
	$S_{g_x}(\omega) = -iE\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega).$
	$S_{g_z}(\omega) = E\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\cdot\sin(l\omega).$
	$S_{g_{zz}}(\omega) = E(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\cdot\sin(l\omega).$

Modelul / Mărimea.	HORSTUL ŞI GRABENUL *(continuare)* (fig. 7)
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = E\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega)$. $A_{g_x}(\omega) = E\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega)$. $A_{g_z}(\omega) = E\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega)$. $A_{g_{zz}}(\omega) = E(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega)$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0\,;\ \pi\,;\ \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}\,;\ \varphi_{g_z} = 0\,;\ \pi\,;\ \varphi_{g_{zz}} = 0\,;\ \pi$.
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = E^2\frac{1}{\omega^4}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2\sin^2(l\omega)$. $P_{g_x}(\omega) = E^2\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2\sin^2(l\omega)$. $P_{g_z}(\omega) = E^2\frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2\sin^2(l\omega)$. $P_{g_{zz}}(\omega) = E^2(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2\sin^2(l\omega)$.
Funcţia de autocorelaţie	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{E^2}{2\pi}\left\{\frac{2H}{4H^2+x^2} + \frac{2h}{4h^2+x^2} - \frac{2(H+h)}{(H+h)^2+x^2} - \right.$ $- \frac{H}{4H^2+(2l-x)^2} - \frac{H}{4H^2+(2l+x)^2} - \frac{h}{4h^2+(2l-x)^2} -$ $\left. - \frac{h}{4h^2+(2l+x)^2} + \frac{H+h}{(H+h)^2+(2l-x)^2} + \frac{H+h}{(H+h)^2+(2l+x)^2}\right\}$.
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{E^2}{\pi}\left\{\frac{l^2}{4H(l^2+H^2)} + \frac{l^2}{4h(l^2+h^2)} - \frac{4l^2}{(H+h)[4l^2+(H+h)^2]}\right\}$
	Observaţii: $E = 4\pi K(\pm\Delta\sigma)$.

Mărimea. \ Modelul	DOM VERTICAL SEMIINFINIT (fig. 8)
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = E \cdot \frac{1}{\omega^2} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $S_{g_x}(\omega) = -iE \cdot \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $S_{g_z}(\omega) = E \cdot \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $S_{g_{zz}}(\omega) = E \cdot e^{-h\omega} \sin(l\omega).$
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = E \cdot \frac{1}{\omega^2} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $A_{g_x}(\omega) = E \cdot \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $A_{g_z}(\omega) = E \cdot \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(l\omega).$ $A_{g_{zz}}(\omega) = E \cdot e^{-h\omega} \sin(l\omega).$
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0; \pi; \quad \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}; \quad \varphi_{g_z} = 0; \pi; \varphi_{g_{zz}} = 0; \pi.$
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = E^2 \cdot \frac{1}{\omega^4} e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega).$ $P_{g_x}(\omega) = E^2 \cdot \frac{1}{\omega^2} e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega).$ $P_{g_z}(\omega) = E^2 \cdot \frac{1}{\omega^2} e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega).$ $P_{g_{zz}}(\omega) = E^2 \cdot e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega).$
Funcția de autocorelație	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{E^2}{\pi}\left\{\frac{h}{4h^2+x^2} - \frac{1}{2}\cdot\frac{h}{4h^2+(2l-x)^2} - \frac{1}{2}\cdot\frac{h}{4h^2+(2l+x)^2}\right\}.$
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{E^2}{4\pi}\cdot\frac{l^2}{h\,(l^2+h^2)}.$
	Observații: $E = 4\pi K \Delta\sigma.$

Modelul / Mărimea.	TREAPTA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ŞI INVERSĂ (fig. 9)
Spectrul de frecvenţă	$S_{g_x}(\omega) = -D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-H\omega} \sin(\pm l\omega + \theta) + e^{-\hbar\omega} \sin(\pm l\omega - \theta)] -$ $- iD \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-H\omega} \cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-\hbar\omega} \cos(\pm l\omega - \theta)].$ $S_{g_z}(\omega) = D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-H\omega} \cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-\hbar\omega} \cos(\pm l\omega - \theta)] +$ $+ i D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-H\omega} \sin(\pm l\omega + \theta) + e^{-\hbar\omega} \sin(\pm l\omega - \theta)].$ $S_{g_{zz}}(\omega) = D \sin\theta\ [e^{-H\omega} \cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-\hbar\omega} \cos(\pm l\omega - \theta)] +$ $+ iD \sin\theta\ [e^{-H\omega} \sin(\pm l\omega + \theta) + e^{-\hbar\omega} \sin(\pm l\omega - \theta)].$
Spectrul de amplitudine	$A_{g_x}(\omega) = D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)]^{1/2}.$ $A_{g_z}(\omega) = D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}[e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)]^{1/2}.$ $A_{g_{zz}}(\omega) = D \sin\theta \cdot [e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)]^{1/2}.$
Spectrul de fază	$\varphi_{g_x} = \text{arc tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$; $\varphi_{g_z} = \text{arc tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$; $\varphi_{g_{zz}} = \text{arc tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$.
Spectrul de putere	$P_{g_x}(\omega) = D^2 \sin^2\theta \frac{1}{\omega^2}[e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)].$ $P_{g_z}(\omega) = D^2 \sin^2\theta \cdot \frac{1}{\omega^2}[e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)].$ $P_{g_{zz}}(\omega) = D^2 \sin^2\theta \cdot [e^{-2H\omega} + e^{-2\hbar\omega} - 2e^{-(H+\hbar)\omega} \cos(2l\omega)].$

Modelul / Mărimea	TREAPTA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ȘI INVERSĂ *(continuare)* (fig. 9)
Funcția de autocorelație	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{1}{\pi} D^2 \sin^2\theta \left\{ \frac{2H}{4H^2 + x^2} + \frac{2h}{4h^2 + x^2} - \frac{H+h}{(H+h)^2 + (\pm 2l - x)^2} - \right.$ $\left. - \frac{H+h}{(H+h)^2 + (\pm 2l + x)^2} \right\}.$
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} D^2 \sin^2\theta \left[\frac{1}{2H} + \frac{1}{2h} - 2\frac{H+h}{4l^2 + (H+h)^2} \right].$
	Observații : $D = 2\pi K \Delta\sigma$; semnul + pentru modelul treaptă înclinată normală iar semnul — pentru modelul treaptă înclinată inversă.

Modelul / Mărimea.	FALIA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ȘI INVERSĂ (fig. 10)
Spectrul de frecvență	$S_{g_x}(\omega) = D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega} \{ e^{-H_1\omega} \sin(\pm l\omega + \theta) - e^{-h_1\omega} \sin(\pm l\omega - \theta) +$ $+ e^{-H_2\omega} \sin[\pm(a+l)\omega + \theta] - e^{-h_2\omega} \sin[\pm(a-l)\omega + \theta]\} +$ $+ iD \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega} \{ e^{-H_1\omega} \cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-h_1\omega} \cos(\pm l\omega - \theta) -$ $- e^{-H_2\omega} \cos[\pm(a+l)\omega + \theta] + e^{-h_2\omega} \cos[\pm(a-l)\omega + \theta]\}.$
	$S_{g_z}(\omega) = D \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega} \{ e^{-H_1\omega} \cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-h_1\omega} \cos(\pm l\omega - \theta) -$ $- e^{-H_1\omega} \cos[\pm(a+l)\omega + \theta] + e^{-h_2\omega} \cos[\pm(a-l)\omega + \theta]\} +$ $+ iD \sin\theta \cdot \frac{1}{\omega} \{ e^{-H_1\omega} \sin(\pm l\omega + \theta) - e^{-h_1\omega} \sin(\pm l\omega - \theta) -$ $- e^{-H_2\omega} \sin[\pm(a+l)\omega + \theta] + e^{-h_2\omega} \sin[\pm(a-l)\omega + \theta]\}.$

Modelul / Mărimea	FALIA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ȘI INVERSĂ (*continuare*) (fig. 10)
Spectrul de frecvență	$S_{g_{zz}}(\omega) = D \sin\theta\{e^{-H_1\omega}\cos(\pm l\omega + \theta) - e^{-h_1\omega}\cos(\pm l\omega - \theta) -$ $- e^{-H_2\omega}\cos[\pm(a+l)\omega + \theta] + e^{-h_2\omega}\cos[\pm(a-l)\omega + \theta] +$ $+ iD\sin\theta\{e^{-H_1\omega}\sin(\pm l\omega + \theta) + e^{-h_1\omega}\sin(\pm l\omega - \theta) -$ $- e^{-H_2\omega}\sin[\pm(a+l)\omega + \theta] + e^{-h_2\omega}\sin(\pm(a-l)\omega + \theta)\}.$
Spectrul de amplitudine	$A_{g_x}(\omega) = D\sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} -$ $- 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos(2l\omega) - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) +$ $+ 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] -$ $- 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}^{1/2}.$
	$A_{g_z}(\omega) = D\sin\theta \cdot \frac{1}{\omega}\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} -$ $- 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos(2l\omega) - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) +$ $+ 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega)] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] -$ $- 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}^{1/2}.$
	$A_{g_{zz}}(\omega) = D\sin\theta\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} -$ $- 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos(2l\omega) - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) +$ $+ 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] -$ $- 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}^{1/2}.$

Modelul / Mărimea.	FALIA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ŞI INVERSĂ *(continuare)* (fig. 10)
Spectrul de fază	$\varphi_{g_x} = \operatorname{arc\,tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$; $\varphi_{g_z} = \operatorname{arc\,tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$; $\varphi_{g_{zz}} = \operatorname{arc\,tg} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}$
Spectrul de putere	$P_{g_x}(\omega) = D^2 \sin^2\theta \cdot \frac{1}{\omega^2}\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} - 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos(2l\omega) - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) + 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] - 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}$. $P_{g_z}(\omega) = D^2 \sin^2\theta \cdot \frac{1}{\omega^2}\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} - 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos[2l\omega] - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) + 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] - 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}$. $P_{g_{zz}}(\omega) = D^2 \sin^2\theta\{e^{-2H_1\omega} + e^{-2h_1\omega} + e^{-2H_2\omega} + e^{-2h_2\omega} - 2e^{-(H_1+h_1)\omega}\cos(2l\omega) - 2e^{-(H_1+H_2)\omega}\cos(a\omega) + 2e^{-(H_1+h_2)\omega}\cos[(2l-a)\omega] + 2e^{-(H_2+h_1)\omega}\cos[(2l+a)\omega] - 2e^{-(h_1+h_2)\omega}\cos(a\omega) - 2e^{-(H_2+h_2)\omega}\cos(2l\omega)\}$.
Funcţia de autocorelaţie	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{1}{\pi} D^2 \sin^2\theta \left\{ \frac{2H_1}{4H_1^2+x^2} + \frac{2h_1}{4h_1^2+x^2} + \frac{2H_2}{4H_2^2+x^2} + \frac{2h_2}{4h_2^2+x^2} - \frac{H_1+h_1}{(H_1+h_1)^2+(\pm 2l-x)^2} - \frac{H_1+h_1}{(H_1+h_1)^2+(\pm 2l+x)^2} - \frac{H_2+h_2}{(H_2+h_2)^2+(\pm 2l-x)^2} - \frac{H_2+h_2}{(H_2+h_2)^2+(\pm 2l+x)^2} - \right.$

Modelul / Mărime[a].	FALIA ÎNCLINATĂ NORMALĂ ŞI INVERSĂ *(continuare)* (fig. 10)
Funcţia de autocorelaţie	$$-\frac{H_1+H_2}{(H_1+H_2)^2+(\pm a-x)^2}-\frac{H_1+H_2}{(H_1+H_2)^2+(\pm a+x)^2}-$$ $$-\frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+(\pm a-x)^2}-\frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+(\pm a+x)^2}+$$ $$+\frac{H_1+h_2}{(H_1+h_2)^2+[\pm(2l-a)-x]^2}+\frac{H_1+h_2}{(H_1+h_2)^2+[\pm(2l-a)+x]^2}+$$ $$+\frac{H_2+h_1}{(H_2+h_1)^2+[\pm(2l+a)-x]^2}+\frac{H_2+h_1}{(H_2+h_1)^2+[\pm(2l+a)+x]^2}\Bigg\}.$$
Energia	$$E_{g_{zz}}=\frac{1}{\pi}D^2\sin^2\theta\left[\frac{1}{2H_1}+\frac{1}{2h_1}+\frac{1}{2H_2}+\frac{1}{2h_2}-2\frac{H_1+h_1}{(H_1+h_1)^2+4l^2}-\right.$$ $$-2\frac{H_2+h_2}{(H_2+h_2)^2+4l^2}-2\frac{H_1+H_2}{(H_1+H_2)^2+a^2}-2\frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+a^2}+$$ $$\left.+2\frac{H_1+h_2}{(H_1+h_2)^2+(2l-a)^2}+2\frac{H_2+h_1}{(H_2+h_1)^2+(2l+a)^2}\right].$$
	Observaţii: $D=2\pi K\Delta\sigma$; semnul + pentru modelul falie înclinată normală şi semnul −pentru modelul falie înclinată inversă.

Modelul / Mărimea.	ANTICLINAL ŞI SINCLINAL (fig. 11)
Spectrul de frecvenţă	$$S_{g_x}(\omega)=i2D\sin(\pm\theta)\cdot\frac{1}{\omega}\left[e^{-H\omega}\cos(2l\omega\pm\theta)-e^{-h\omega}\cos\theta\right].$$ $$S_{g_z}(\omega)=2D\sin(\pm\theta)\cdot\frac{1}{\omega}\left[e^{-H\omega}\cos(2l\omega\pm\theta)-e^{-h\omega}\cos\theta\right].$$ $$S_{g_{zz}}(\omega)=2D\sin(\pm\theta)\cdot\left[e^{-H\omega}\cos(2l\omega\pm\theta)-e^{-h\omega}\cos\theta\right].$$

Modelul / Mărimea	ANTICLINAL ŞI SINCLINAL (*continuare*) (fig. 11)
Spectrul de amplitudine	$A_{g_x}(\omega) = 2D \sin(\pm\theta)\cdot\frac{1}{\omega}\,[e^{-H\omega}\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta].$ $A_{g_z}(\omega) = 2D \sin(\pm\theta)\cdot\frac{1}{\omega}\,[e^{-H\omega}\cdot\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta].$ $A_{g_{zz}}(\omega) = 2D \sin(\pm\theta)\cdot[e^{-H\omega}\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta].$
Spectrul de fază	$\varphi_{g_x}(\omega) = \frac{\pi}{2}; \quad \varphi_{g_z} = 0;\ \pi; \quad \varphi_{g_{zz}} = 0;\ \pi.$
Spectrul de putere	$P_{g_x}(\omega) = 4D^2 \sin^2\theta\cdot\frac{1}{\omega^2}\,[e^{-H\omega}\cdot\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta]^2.$ $P_{g_z}(\omega) = 4D^2 \sin^2\theta\cdot\frac{1}{\omega^2}\,[e^{-H\omega}\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta]^2.$ $P_{g_{zz}}(\omega) = 4D^2 \sin^2\theta\cdot[e^{-H\omega}\cos(2l\omega \pm \theta) - e^{-h\omega}\cos\theta]^2.$
Funcţia de autocorelaţie	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{1}{\pi}\,2D^2\sin^2\theta\left\{\frac{2H}{4H^2+x^2} + 2\cos^2\theta\cdot\frac{2h}{4h^2+x^2} + \right.$ $+\frac{H\cos 2\theta}{4H^2+(4l-x)^2} + \frac{H\cos 2\theta}{4H^2+(4l+x)^2} - \frac{2(H+h)\cos^2\theta}{(H+h)^2+(2l-x)^2} -$ $-\frac{2(H+h)\cos^2\theta}{(H+h)^2+(2l+x)^2} - \frac{1}{2}\cdot\frac{\sin(\pm 2\theta)\cdot(4l-x)}{4H^2+(4l-x)^2} -$ $-\frac{1}{2}\cdot\frac{\sin(\pm 2\theta)\cdot(4l+x)}{4H^2+(4l+x)^2} + \frac{\sin(\pm 2\theta)\cdot(2l-x)}{(H+h)^2+(2l-x)^2} +$ $\left.+\frac{\sin(\pm 2\theta)\cdot(2l+x)}{(H+h)^2+(2l+x)^2}\right\}.$

Modelul / Mărimea	ANTICLINAL ŞI SINCLINAL (*continuare*) (fig. 11)
Energia	$E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} 4D^2 \sin^2\theta \left\{ \frac{1}{2H} + 2\cos^2\theta \cdot \frac{1}{2h} + \frac{1}{2} \cdot \frac{H \cos 2\theta}{H^2 + 4l^2} - \right.$ $\left. - 4 \frac{(H+h)\cos^2\theta}{(H+h)^2 + 4l^2} - \frac{1}{2} \cdot \frac{2l \cdot \sin(\pm 2\theta)}{H^2 + 4l^2} + 4 \frac{l \sin(\pm 2\theta)}{(H+h)^2 + 4l^2} \right\}.$
	Observaţii: $D = 2\pi K \Delta\sigma$; semnul + pentru modelul anticlinal şi semnul − pentru modelul sinclinal.

Modelul / Mărimea	PLACA ORIZONTALĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 12)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = 2M \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
	$S_{g_x}(\omega) = -i2 \cdot M \cdot e^{-h\omega} \cdot \sin(a_1 \omega).$
	$S_{g_z}(\omega) = 2M \cdot e^{-h\omega} \cdot \sin(a_1 \omega).$
	$S_{g_{zz}}(\omega) = 2M \cdot \omega \cdot e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = 2M \cdot \frac{1}{\omega} e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
	$A_{g_x}(\omega) = 2M \cdot e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
	$A_{g_z}(\omega) = 2M e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
	$A_{g_{zz}}(\omega) = 2M\omega \cdot e^{-h\omega} \sin(a_1 \omega).$
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0;\ \pi;\ \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2};\ \varphi_{g_z} = 0;\ \pi;\ \varphi_{g_{zz}} = 0;\ \pi.$

Modelul / Mărimea	PLACA ORIZONTALĂ BIDIMENSIONALĂ *(continuare)* (fig. 12)
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = 4M^2 \frac{1}{\omega^2} e^{-2h\omega} \sin^2(a_1\omega).$ $P_{g_x}(\omega) = 4M^2 e^{-2h\omega} \sin^2(a_1\omega).$ $P_{g_z}(\omega) = 4M^2 e^{-2h\omega} \sin^2(a_1\omega).$ $P_{g_{zz}}(\omega) = 4M^2 e^{-2h\omega} \cdot \omega^2 \cdot \sin^2(a_1\omega).$
Funcţia de autocorelaţie	$C_{g_x}(x) = \frac{1}{\pi} 4M^2 \left\{ \frac{h}{4h^2 + x^2} - \frac{1}{2} \cdot \frac{h}{4h^2 + (2a_1 - x)^2} - \right.$ $\left. - \frac{1}{2} \cdot \frac{h}{4h^2 + (2a_1 + x)^2} \right\}.$ $C_{g_z}(x) = \frac{1}{\pi} 4M^2 \left\{ \frac{h}{4h^2 + x^2} - \frac{1}{2} \cdot \frac{h}{4h^2 + (2a_1 - x)^2} - \right.$ $\left. - \frac{1}{2} \cdot \frac{h}{4h^2 + (2a_1 + x)^2} \right\}.$
Energia	$E_{g_x} = \frac{1}{\pi} M^2 \frac{a_1^2}{h(a_1^2 + h^2)}$ $E_{g_z} = \frac{1}{\pi} M^2 \cdot \frac{a_1^2}{h(a_1^2 + h^2)}$ $E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} M^2 \left[\frac{1}{2h^3} + \frac{1}{2(a_1^2 + h^2)^{3/2}} \cdot \cos 3 \arcsin \cdot \frac{a_1}{(a_1^2 + h^2)^{1/2}} \right].$
	Observaţii : $M = 2\pi K\mu$; $\mu = \Delta\sigma \cdot \Delta h$.

Modelul / Mărimea	SEMI PLACA ORIZONTALĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 13)
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = -\,\mathrm{i}\,M\cdot\frac{1}{\omega}(1+\mathrm{e}^{-\hbar\omega})$. $S_{g_x}(\omega) = M\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$. $S_{g_z}(\omega) = -\,\mathrm{i}\,M\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$. $S_{g_{zz}}(\omega) = -\,\mathrm{i}M\cdot\omega\cdot\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = M\frac{1}{\omega}(1+\mathrm{e}^{-\hbar\omega})$. $A_{g_x}(\omega) = M\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$. $A_{g_z}(\omega) = M\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$. $A_{g_{zz}}(\omega) = M\cdot\omega\cdot\mathrm{e}^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = \frac{3\pi}{2}$; $\varphi_{g_x} = 0$; π; $\varphi_{g_z} = \frac{3\pi}{2}$; $\varphi_{g_{zz}} = \frac{3\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = M^2\cdot\frac{1}{\omega^2}(1+\mathrm{e}^{-\hbar\omega})^2$. $P_{g_x}(\omega) = M^2\mathrm{e}^{-2\hbar\omega}$. $P_{g_z}(\omega) = M^2\mathrm{e}^{-2\hbar\omega}$. $P_{g_{zz}}(\omega) = M^2\cdot\omega^2\cdot\mathrm{e}^{-2\hbar\omega}$.
Funcția de autocorelație	$C_{g_x}(x) = \frac{1}{\pi}2M^2\cdot\frac{h}{4h^2+x^2}$. $C_{g_z}(x) = \frac{1}{\pi}2M^2\cdot\frac{h}{4h^2+x^2}$. $C_{g_{zz}}(x) = \frac{1}{\pi}2M^2\left(\frac{2h}{4h^2+x^2}\right)^3\cdot\left[1-3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]$.

Modelul / Mărimea	SEMI PLACA ORIZONTALĂ BIDIMESIONALĂ *(continuare)* (fig. 13)
Energia	$E_{g_x} = \frac{1}{\pi} \cdot M^2 \frac{1}{2h}$.
	$E_{g_z} = \frac{1}{\pi} \cdot M^2 \cdot \frac{1}{2h}$.
	$E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} \cdot M^2 \cdot \frac{1}{4h^3}$.
	Observaţii : $M = 2\pi K\mu$; $\mu = \Delta\sigma \cdot \Delta h$.

Modelul / Mărimea	PLACA VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ SEMI-INFINITĂ (fig. 14)
Spectrul de frecvenţă	$S_g(\omega) = M \cdot \frac{1}{\omega} \cdot e^{-h\omega}$ Formula lui GLADKI [4].
	$S_{g_x}(\omega) = i M e^{-h\omega}$.
	$S_{g_z}(\omega) = M e^{-h\omega}$.
	$S_{g_{zz}}(\omega) = M\omega \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = M \cdot \frac{1}{\omega} \cdot e^{-h\omega}$.
	$A_{g_x}(\omega) = M e^{-h\omega}$.
	$A_{g_z}(\omega) = M \cdot e^{-h\omega}$.
	$A_{g_{zz}}(\omega) = M\omega \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0; \pi$; $\varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2}$; $\varphi_{g_z} = 0; \pi$; $\varphi_{g_{zz}} = 0; \pi$.

Modelul / Mărimea.	PLACA VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ SEMI-INFINITĂ *(continuare)* (fig. 14)
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = M^2 \cdot \frac{1}{\omega^2} \cdot e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_x}(\omega) = M^2 e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_z}(\omega) = M^2 e^{-2h\omega}$.
	$P_{g_{zz}}(\omega) = M^2 \omega^2 e^{-2h\omega}$.
Funcția de autocorelație	$C_{g_x}(x) = \frac{1}{\pi} \cdot 2M^2 \cdot \frac{h}{4h^2 + x^2}$.
	$C_{g_z}(x) = \frac{1}{\pi} \cdot 2M^2 \cdot \frac{h}{4h^2 + x^2}$.
	$C_{g_{zz}}(x) = \frac{2M^2}{\pi} \cdot \left(\frac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]$
Energia	$E_{g_x} = \frac{1}{\pi} M^2 \cdot \frac{1}{2h}$.
	$E_{g_z} = \frac{1}{\pi} \cdot M^2 \cdot \frac{1}{2h}$.
	$E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} \cdot M^2 \cdot \frac{1}{4h^3}$.
	Observații: $M = 2\pi K\mu$; $\mu = \Delta\sigma \cdot \Delta l$.

Modelul / Mărimea.	PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ FINITĂ (fig. 15)	
Spectrul de frecvență	$S_g(\omega) = M \frac{1}{\omega}(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.	Formula lui GLADKI [4].
	$S_{g_x}(\omega) = i\, M (e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.	
	$S_{g_z}(\omega) = M (e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.	
	$S_{g_{zz}}(\omega) = M\omega (e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.	

Modelul / Mărimea.	PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ FINITĂ (*continuare*) (fig. 15)
Spectrul de amplitudine	$A_g(\omega) = M \cdot \frac{1}{\omega}(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$. $A_{g_x}(\omega) = M(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$. $A_{g_z}(\omega) = M(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$. $A_{g_{zz}}(\omega) = M\omega \cdot (e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.
Spectrul de fază	$\varphi_g = 0;\ \pi;\quad \varphi_{g_x} = \frac{3\pi}{2};\quad \varphi_{g_z} = 0;\ \pi;\quad \varphi_{g_{zz}} = 0;\ \pi.$
Spectrul de putere	$P_g(\omega) = M^2 \cdot \frac{1}{\omega^2}(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})^2$. $P_{g_x}(\omega) = M^2(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})^2$. $P_{g_z}(\omega) = M^2(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})^2$. $P_{g_{zz}}(\omega) = M^2\omega^2(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})^2$.
Funcția de autocorelație	$C_{g_x}(x) = \frac{1}{\pi} 2M^2 \left[\frac{h_1}{4h_1^2 + x^2} + \frac{h_2}{4h_2^2 + x^2} - \frac{h_1 + h_2}{(h_1 + h_2)^2 + x^2}\right]$. $C_{g_z}(x) = \frac{1}{\pi} 2M^2 \left[\frac{h_1}{4h_1^2 + x^2} + \frac{h_2}{4h_2^2 + x^2} - \frac{h_1 + h_2}{(h_1 + h_2)^2 + x^2}\right]$. $C_{g_{zz}}(x) = \frac{1}{\pi} \cdot 2M^2 \left\{\left(\frac{2h_1}{4h_1^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h_1}\right)^2\right] + \left\{\left(\frac{2h_2}{4h_2^2 + x^2}\right)^3 \cdot \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h_2}\right)^2\right] - 2\left[\frac{h_1 + h_2}{(h_1 + h_2)^2 + x^2}\right]^3 \cdot \left[1 - 3\left(\frac{x}{h_1 + h_2}\right)^2\right]\right\}\right\}$.

Modelul / Mărimea.	PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ FINITĂ (*continuare*) (fig. 15)
Energia	$E_{g_x} = \frac{1}{\pi} M^2 \left[\frac{1}{2h_1} + \frac{1}{2h_2} - \frac{2}{h_1 + h_2} \right].$
	$E_{g_z} = \frac{1}{\pi} M^2 \left[\frac{1}{2h_1} + \frac{1}{2h_2} - \frac{2}{h_1 + h_2} \right].$
	$E_{g_{zz}} = \frac{1}{\pi} 2M^2 \left[\frac{1}{(2h_1)^3} + \frac{1}{(2h_2)^3} - \frac{2}{(h_1 + h_2)^3} \right].$
	Observaţii : $M = 2\pi K \mu$; $\mu = \Delta\sigma \cdot \Delta l$.

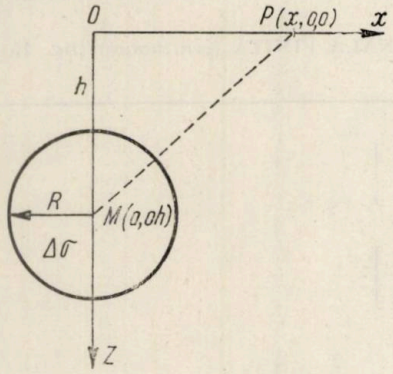


Fig. 1. — Modelul cilindru infinit extins.

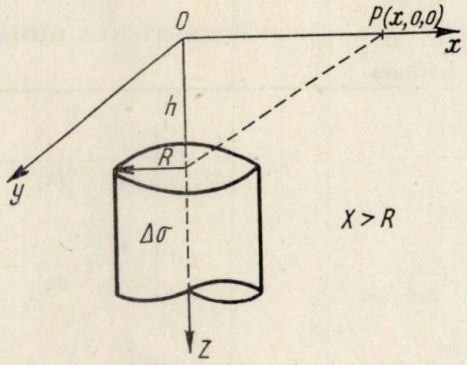


Fig. 2. — Modelul cilindru vertical semi-infinit.

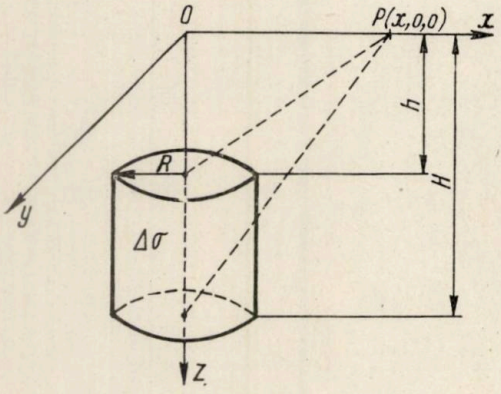


Fig. 3. — Modelul cilindru vertical finit.

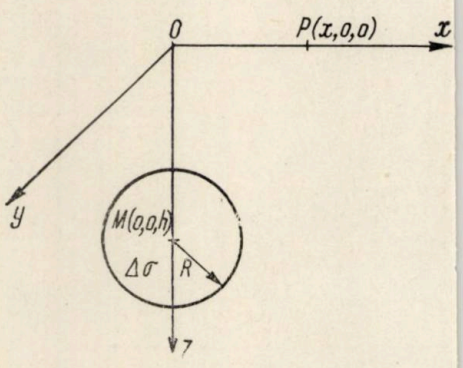


Fig. 4. — Modelul sferă.

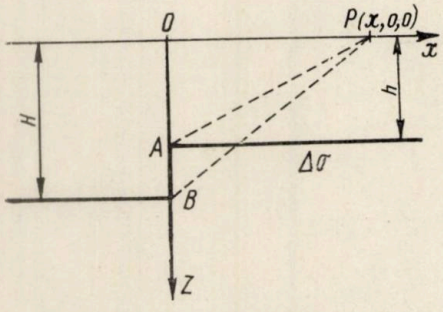


Fig. 5. — Modelul treaptă dreaptă.

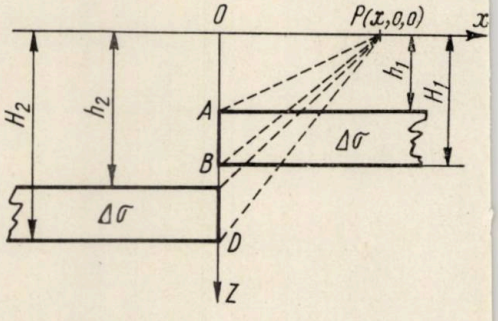


Fig. 6. — Modelul falie dreaptă.

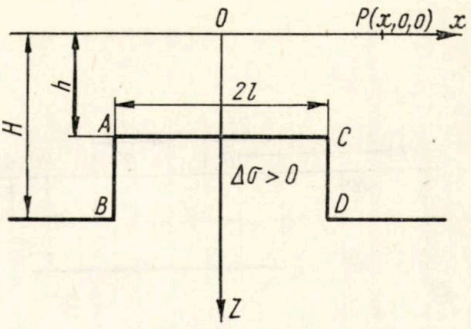


Fig. 7 *a*. — Modelul horst.

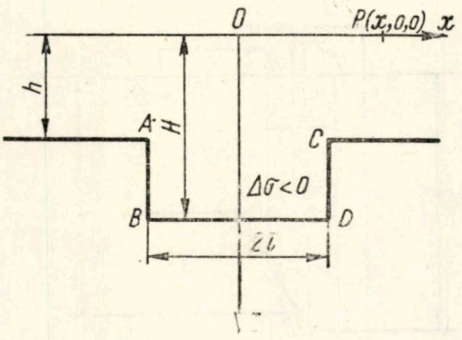


Fig. 7 *b*. — Modelul graben.

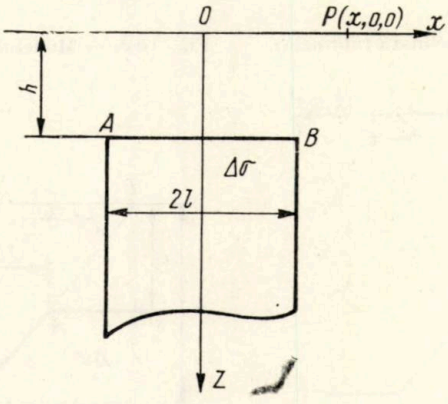


Fig. 8. — Modelul dom vertical semi-infinit.

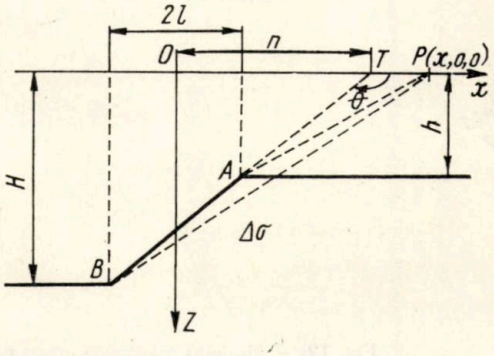


Fig. 9 *a*. — Modelul treaptă înclinată (normală).

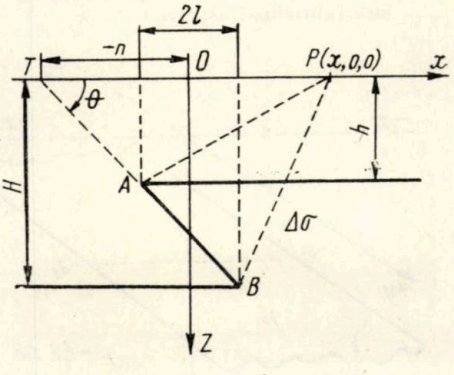


Fig. 9 *b*. — Modelul treaptă înclinată (inversă)

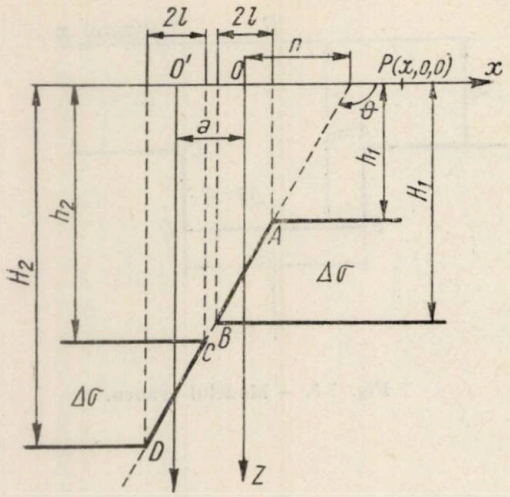


Fig. 10 *a*. — Modelul falie înclinată (normală).

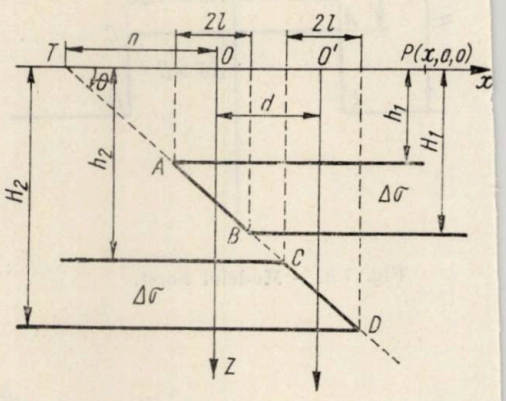


Fig. 10 *b*. — Modelul falie înclinată (inversă).

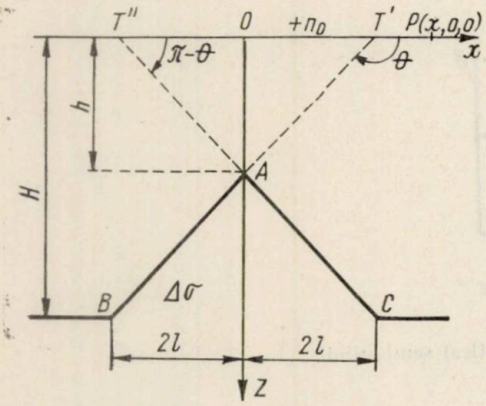


Fig. 11 *a*. — Modelul prismă de secțiune triunghiulară (anticlinal simetric).

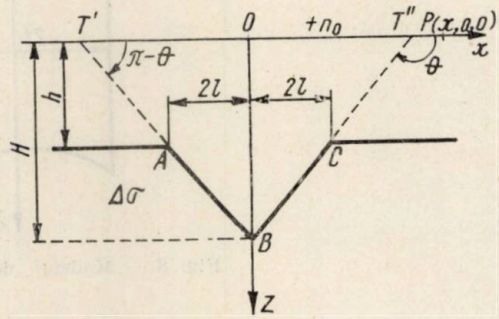


Fig. 11 *b*. — Modelul prismă de secțiune triunghiulară (sinclinal simetric).

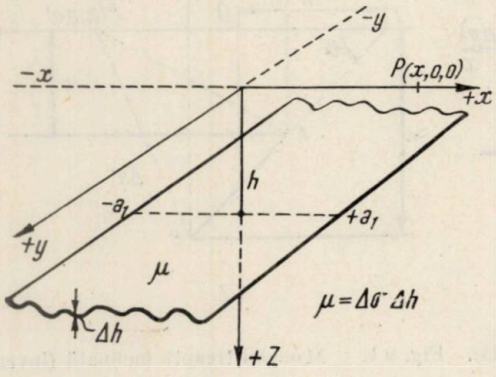


Fig. 12. — Modelul placă orizontală bidimensională.

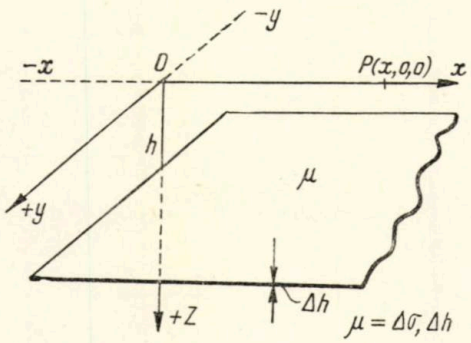


Fig. 13. — Modelul semi placă orizontală bidimensională.

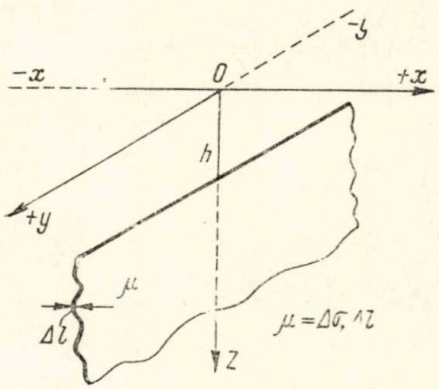


Fig. 14. — Modelul placă verticală bidimensională semiinfinită.

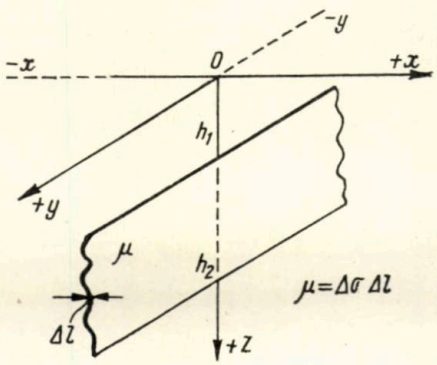


Fig. 15. — Modelul placă verticală bidimensională finită.

DETERMINAREA PROBABILITĂȚILOR DE INTERCEPTARE A ZONELOR MINERALIZATE CU REȚELELE DE PROSPECTARE GEOFIZICĂ

DE

D. ZORILESCU

Institutul de cercetări miniere, Calea Victoriei nr. 220, București

1. INTRODUCERE

Metoda Monte-Carlo este o metodă relativ nouă folosită în analiza numerică și constă în folosirea legăturilor intime care există între soluțiile diverselor probleme și unele caracteristici statistice ale unor experimente aleatoare. Prin urmare, în loc să se rezolve o problemă de natură analitică, se poate modela un experiment aleator, folosindu-se estimațiile caracteristicilor sale statistice pentru rezolvarea problemei date.

Denumirea de metodă Monte-Carlo a fost introdusă pentru prima oară în 1949 de statisticienii americani Metropolis și Ulam în lucrarea lor „*The Monte Carlo-Method*" și care au folosit în studiile lor șiruri de numere aleatoare provenite de la ruleta cazinoului din Monte-Carlo.

2. PROBLEMA ACULUI LUI BUFFON

Vom enunța pe scurt această problemă: considerînd un parchet format din lame paralele cu lățimea a, să se afle probabilitatea ca un ac de lungime $l(l<a)$ aruncat la întîmplare pe parchet să cadă pe una dintre liniile despărțitoare ale parchetului.

Echivalent, putem enunța problema în felul următor: fiind dat un segment de lungime l și un sistem de drepte paralele, (fig. 1) echidistante cu a $(a>l)$ una de cealaltă, să se afle probabilitatea ca una dintre dreptele sistemului să intersecteze segmentul. S-a demonstrat că soluția acestei probleme este tocmai $P = \frac{2l}{\pi a}$, soluție dată în 1860 de către E. Barbier.

Ne putem pune problema determinării unei valori aproximative a numărului π. Efectuăm pentru aceasta un experiment aleator care constă în aruncarea de n ori a acului pe parchet. Fie n' numărul de aruncări în care acul intersectează una dintre lamele parchetului.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 73–78, BUCUREȘTI, 1971

Se poate lua atunci ca estimație a probabilității P valoarea raportului $\frac{n'}{n}$, adică

$$\frac{2l}{\pi a} \approx \frac{n'}{n},$$

de unde $\frac{1}{\pi} \approx \frac{n'}{n} \cdot \frac{a}{2l}$.

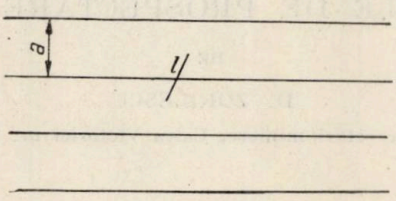


Fig. 1

3. APLICAȚII ALE PROBLEMEI ACULUI LUI BUFFON LA STABILIREA PROBABILITĂȚILOR DE INTERCEPTARE A ZONELOR MINERALIZATE CU REȚELE DE CERCETARE GEOFIZICĂ

Să presupunem că este necesar să se efectueze o prospecțiune geofizică pe o zonă în care din datele geologice preliminare se suspectează o mineralizație filoniană și că nu putem aprecia decît cu un grad scăzut de precizie lungimile zonelor mineralizate.

Dacă dorim să efectuăm la început o prospecțiune regională sau semiregională pe o rețea cu echidistanța a fixată, ne putem pune problema de a estima probabilitatea ca o astfel de rețea să intercepteze filoane mineralizate cu lungimi L mai mici decît a ($L<a$).

Prin similitudine cu alte regiuni asemănătoare din punct de vedere geologic, se pot aprecia valorile așteptate ale lungimilor filoanelor sau cel puțin niște limite de valori pentru aceste lungimi.

Spre deosebire de problema acului lui Buffon, putem presupune aici filoanele fixe (așa cum sînt în realitate) și că efectuăm o serie de aruncări aleatoare a unei rețele de profile cu echidistanța a. Problema nu se schimba cu nimic.

Probabilitatea ca un profil din rețeaua cu echidistanța a să intercepteze un filon de lungime L va fi

$$p = \frac{2L}{\pi a}$$

Cum, $2/\pi = 0{,}63$, relația precedentă se scrie

$$p = 0{,}63\ L/a.$$

Este interesant de cunoscut, înainte de începerea unei prospecțiuni pe o rețea cu echidistanță fixată, care sînt probabilitățile de interceptare a filoanelor cu lungimi de valori așteptate.

Se poate pune problema și în felul următor : așteptîndu-ne la filoane de anumite lungimi, ce echidistanțe să alegem astfel încît probabilitățile de interceptare a lor să fie suficient de mari.

Considerăm utilă pentru astfel de aprecieri întocmirea unei tabele pe baza formulei $p=0{,}63\ L/a$, în care pentru diferite valori ale lui a și L ($L<a$) să se dea valorile probabilităților corespunzătoare.

Tabela pe care o prezentăm în continuare cuprinde probabilitățile calculate pentru a variind de la 25 la 3 000 m și L variind de la 5 la 3 000 m. Fiecare linie a tabelei indică probabilitățile de interceptare a filoanelor de lungime dată L cu diverse rețele de prospectare.

Spre exemplu, un filon de lungime $L=20$ m este interceptat de o rețea cu echidistanța de 25 m cu probabilitatea de 0,504, în timp ce probabilitatea de a fi interceptat de o rețea cu echidistanța de 200 m este de numai 0,063. Menționăm că este vorba de rețele orientate întîmplător.

Dacă rețelele de prospectare sînt orientate perpendicular pe direcția filoanelor, atunci probabilitățile de interceptare a acestora cresc. Rata creșterii se poate aprecia în felul următor : pentru $L=a$, în cazul rețelelor aleatoare, probabilitățile de interceptare sînt $p=0{,}63$, deoarece există o șansă destul de mare ca poziția reciprocă filon-rețea să fie oricare alta decît cea perpendiculară.

În cazul în care direcția filoanelor se cunoaște cu precizie destul de mare, iar orientarea profilelor rețelei de prospectare se alege perpendicular pe direcția filoanelor, atunci pentru $L\geqslant a$ probabilitatea de interceptare este 1. Prin urmare, se obține o creștere a șanselor de interceptare cu 37%.

Rata creșterii probabilităților pentru rețele orientate perpendicular pe direcția filoanelor va fi de 0,37 față de probabilitățile înscrise în tabela amintită. În acest caz, probabilitatea de interceptare a unui filon cu $L=25$ m și cu o rețea de echidistanță $a=100$ m va fi $p=0{,}525$ și nu $p=0{,}155$, cît rezultă din tabela corespunzătoare rețelelor aleatoare.

Pentru o apreciere mai rapidă a probabilităților de interceptare, am construit o abacă ce redă sub formă de grafic variația acestor probabilități în funcție de variația parametrilor L și a.

În abscisă sînt trecute valorile echidistantelor considerate, iar în ordonată valorile probabilităților de interceptare. Curbele reprezintă variația acestor probabilități pentru fiecare lungime L dată.

Citirea pe abacă se face cu ușurință. Spre exemplu probabilitatea de interceptare a unui filon de lungime $L=200$ m cu o rețea de prospectare aleatoare de echidistanță $a=400$ m este tocmai ordonata punctului de intersecție a verticalei duse în $a=400$, cu curba de valoare $L=200$, adică $p=0{,}314$. Dacă rețeaua este orientată perpendicular pe direcția filoanelor, atunci probabilitatea de interceptare va fi $p=0{,}684$.

Problema se poate pune în mod cu totul asemănător în cazul prospecțiunilor geofizice efectuate pentru depistarea unor corpuri de minereu lenticulare, luîndu-se drept L axa mare a lentilelor.

Tabelă

L \ a	25	50	75	100	150	200	250	300	350	400	500	600	750	1000	150_0	2000	3000
5	0,126	0,063	0,042	0,031	0,021	0,157	0,0126	0,0105	0,0090	0,00787	0,0063	0,00525	0,0042	0,00315	0,0021	0,00157	0,00105
10	0,252	0,126	0,084	0,063	0,042	0,0314	0,0252	0,0210	0,0180	0,01574	0,0126	0,01050	0,0084	0,00630	0,0042	0,00314	0,00210
20	0,504	0,252	0,168	0,126	0,084	0,0630	0,0504	0,0420	0,0360	0,03148	0,0252	0,02100	0,0168	0,0126	0,0084	0,00630	0,00420
25	0,630	0,315	0,210	0,155	0,105	0,0785	0,0630	0,0525	0,0450	0,03935	0,0315	0,02625	0,0210	0,0155	0,0105	0,00785	0,00525
30	—	0,378	0,252	0,189	0,126	0,0942	0,0756	0,0630	0,0540	0,04722	0,0378	0,03150	0,0252	0,0189	0,0126	0,00942	0,00630
40		0,504	0,336	0,252	0,168	0,1260	0,1008	0,0840	0,0720	0,06296	0,0504	0,04200	0,0336	0,0252	0,0168	0,01260	0,00840
50		0,630	0,420	0,315	0,210	0,1570	0,1260	0,1050	0,0900	0,07870	0,0630	0,05250	0,0420	0,0315	0,0210	0,01570	0,01050
75		—	0,630	0,472	0,315	0,2355	0,1890	0,1575	0,1350	0,11805	0,0945	0,07875	0,0630	0,0472	0,0315	0,02355	0,01575
100			—	0,630	0,420	0,3140	0,2520	0,2100	0,1800	0,15740	0,1260	0,10500	0,0840	0,0630	0,0420	0,03140	0,02100
150				—	0,630	0,4710	0,3780	0,3150	0,2700	0,23610	0,1890	0,15750	0,1260	0,0945	0,0630	0,04710	0,03150
200					—	0,630	0,5040	0,4200	0,3600	0,31580	0,2520	0,21000	0,1680	0,1260	0,0840	0,06300	0,0420
250						—	0,6300	0,5250	0,4500	0,39450	0,3150	0,26250	0,2100	0,1575	0,1050	0,07875	0,05250
300							—	0,6300	0,5400	0,47220	0,3780	0,31500	0,2520	0,1890	0,1260	0,09450	0,06300
400								—	—	0,63000	0,5040	0,42000	0,3360	0,2520	0,1680	0,1260	0,08400
500										—	0,6300	0,52500	0,4200	0,3150	0,2100	0,15750	0,10500
750											—	—	0,6300	0,4725	0,3150	0,23625	0,15750
1000													—	0,6300	0,4200	0,31500	0,21000
1500														—	0,6300	0,47250	0,31500
2000															—	0,63000	0,42000
3000																—	0,63000

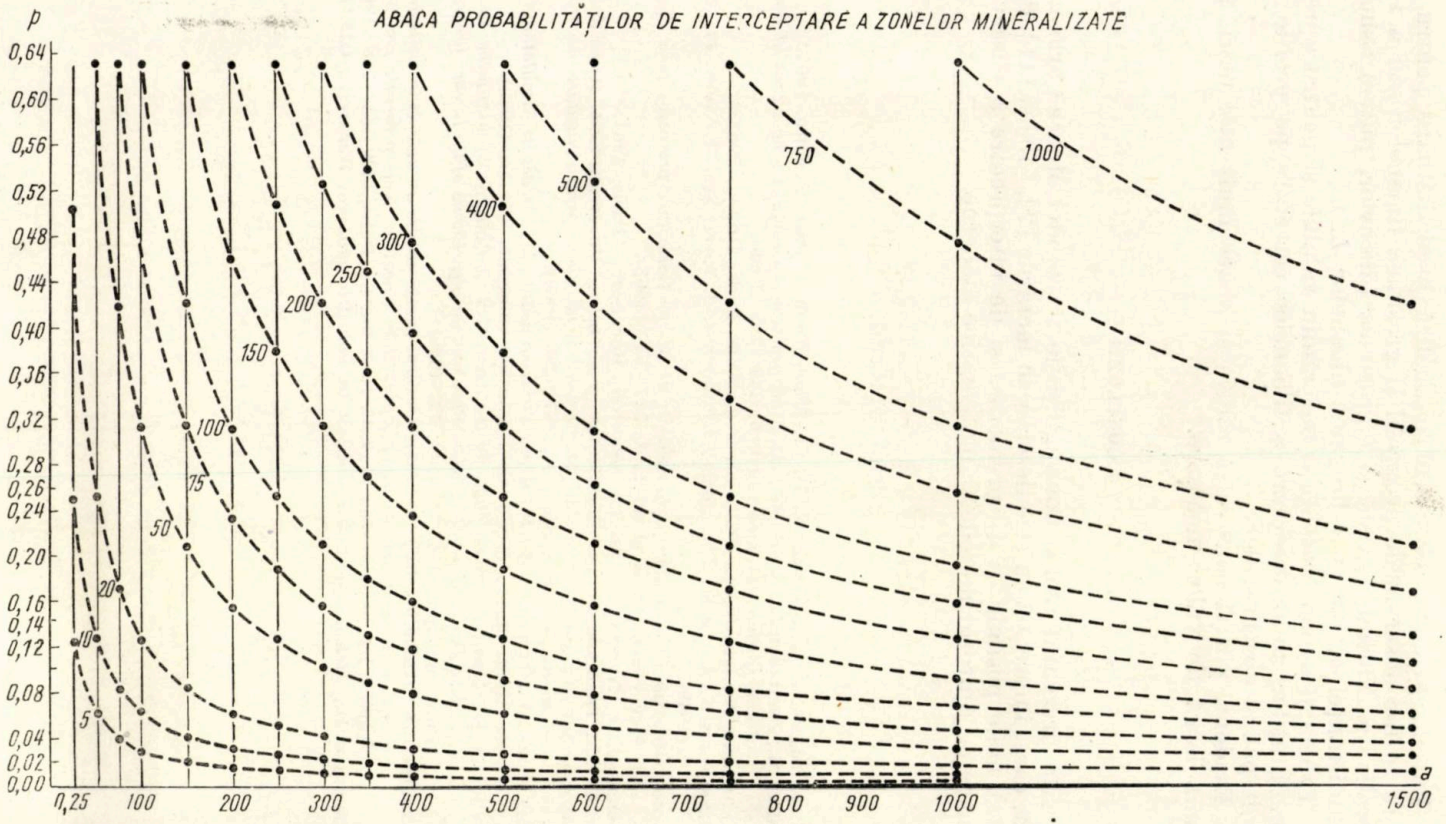

p
ABACA PROBABILITĂȚILOR DE INTERCEPTARE A ZONELOR MINERALIZATE
0,64
0,60
0,56
0,52
0,48
0,44
0,40
0,36
0,32
0,28
0,26
0,24
0,20
0,16
0,14
0,12
0,08
0,04
0,02
0,00
5
10
20
50
75
100
150
200
250
300
400
500
750
1000
a
0,25
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1500

Fig. 2

Putem, evident, să facem o analiză asemănătoare pentru pasul la care se fac observațiile pe profil și grosimea filoanelor sau a zonelor mineralizate. Notînd d pasul și l grosimea filoanelor, putem asimila pe d echidistanței a, iar pe l lungimii filoanelor L.

Tabela și abaca prezentată aici rămîn valabile și pentru aprecierea probabilităților de interceptare a filoanelor cercetate pe profile cu un anumit pas al observațiilor.

Evident, pot fi construite tabele și abace mult mai mari, pentru o gamă largă de valori necesare.

4. CONCLUZII

Am prezentat aici o nouă aplicație a metodei Monte-Carlo în geofizică, care, împreună cu cele descrise în lucrările [2], [10] și [11], demonstrează noile posibilități de prelucrare și de interpretare a observațiilor geofizice cu ajutorul metodelor matematice moderne.

BIBLIOGRAFIE

1. Hammersley, J. M., Hanscomb, D. C., *Monte-Carlo Methods*, Londra, 1964.
2. Ianaș M., Zorilescu D., *Solution of the direct problem in Gravimetry by means of the method Monte-Carlo*, Gaoexploration, **6**, 245—259 (1969).
3. Kaufmann A., Gruon R., *Phénomènes d'attente*, Paris, Dunod, 1961.
4. Meteopolis N., Ulam S., *The Monte-Carlo Method*, J. Amer. Statist Assoc., *44*, 335—341 (1949).
5. Mihoc Gh., *Sur l'application de la méthode de Monte Carlo aux processus pour apprendre*, Rev. Math. pures et appl., *8*, 337—347 (1963).
6. Onicescu O., *Nombres et systèmes aléatoires*, București — Paris, 1964.
7. Stoka M., Theodorescu R., *Probabilitate și geometrie*, București, Edit. științifică, 1966.
8. Theodorescu R., *Asupra modelării Monte-Carlo a modelelor pentru învățare de tip Bush-Mosteller*, St. cerc. mat., *18*, 387—396 (1966).
9. Vielledent L., Tingelen E., *Principes et mis en oeuvre de procédés de simulation (Méthode de Monte-Carlo)*, Revue de l'Industrie minerale, **45**, *11*, (1963).
10. Zorilescu D., *Two New Proceedings for the Analytical Continuities of within the lower half-space by using the Monte-Carlo method and the algorithmes of the linear programming*, Pure and applied Geophysics, **73**, 1969/II.
11. Zorilescu D., *Estimation des paramètres des corps perturbateurs à l'aide de la méthode Monte-Carlo et de la théorie de la programmation linéaires. Note présentée par M. Jean Lavel à séance du 3 mars 1969*, C. R. Acad. Sc. Paris, **268**, 766—768 (1969).
12. Zorilescu D., *Metode matematice utilizate în industria minieră*, București, ODPT, 1969.

APLICAREA SEISMICII DE ÎNALTĂ FRECVENȚĂ ÎN ZONA CU BAUXITĂ DE LA OHABA-PONOR (MUNȚII SEBEȘULUI)*

DE

SEVER SPÂNOCHE, PETRE CONSTANTINESCU, PAUL CRISTEA

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

1. INTRODUCERE

În cadrul cercetărilor întreprinse în vederea aplicării seismicii de înaltă frecvență la prospectarea substanțelor minerale utile solide, au fost executate o serie de lucrări în zona cu bauxită de la Ohaba-Ponor, situată în sud-vestul Munților Sebeș. Deoarece pe plan național asemenea preocupări au un caracter de noutate, lucrările noastre au constituit un experiment și au urmărit stabilirea metodologiei de lucru.

Regiunea studiată este bine cunoscută din punct de vedere geologic ca urmare a lucrărilor de prospecțiune și miniere. Formația bauxitiferă este dispusă peste relieful carstic al unor calcare jurasice sau cretacice, acoperișul ei fiind constituit din depozite grezoase care aparțin albianului și cenomanianului.

Contrastul suficient de mare dintre vitezele de propagare a undelor seismice prin calcare și formațiile acoperitoare a permis înregistrarea unei unde frontale de la limita separatoare a acestor două complexe de roci. Au mai putut fi evidențiate și alte limite, situate fie în complexul gresiilor cenomaniene, fie la partea superioară a formației bauxitifere.

Prospectarea seismică a acestor limite, situate la foarte mică adîncime (20—40 m), a fost posibilă numai prin aplicarea metodei de refracție în varianta frecvențelor înalte (Berzon, 1957). Înregistrările seismice au fost executate pe profile longitudinale, a căror lungime a fost de 200—400 m, cu o stație de înaltă frecvență cu șase canale model IGA—SS—6. A fost realizat un sistem de hodografe reciproce, completat cu hodografe urmăritoare, care a permis construirea în bune condiții a secțiunilor seismice.

---

* Susținută în cadrul celui de-al VI-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în R.S.România din 2—4 iulie 1970, București.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 79—82, BUCUREȘTI, 1971

Au mai fost efectuate măsurători parametrice de viteze pe afloramente de diferite roci în lucrări miniere, precum și determinări ale vitezelor de propagare a undelor seismice pe probe de roci în laborator.

Rezultatele măsurătorilor de viteze pot fi sintetizate astfel:

calcare	: 4300—5000 m/s	
bauxită	: 2100—2500 m/s	
gresie cenomaniană	: 1300—1400 m/s	(zona Murgoi)
gresie roșie, albiană	: 1550—1650 m/s	
gresie galbenă	: 2200—2600 m/s	(zona Comarnic)

După cum remarcăm, viteza în calcare se diferențiază net față de viteza din celelalte formații. Acest fapt condiționează o ușoară și sigură identificare a undelor frontale corespunzătoare suprafeței acestor calcare numai pe baza criteriilor cinematice. Pentru a putea preciza cărei limite îi corespund undele frontale cu vitezele aparente de 2 100—2 600 m/s a fost necesar să se studieze caracteristicile dinamice ale undelor, în particular forma lor de înscriere, ceea ce a permis o bună separare a celor două unde, asemănătoare din punct de vedere cinematic.

Secțiunile seismice au fost construite prin metoda cîmpurilor de timpi și prin metode analitice (pentru determinări discrete). Procedeul secțiunilor de timpi a fost aplicat și unor hodografe singulare, în care caz pentru calculul migrării timpilor de întîrziere s-a folosit procedeul punctelor conjugate, ceea ce a conferit calculelor un grad sporit de exactitate.

2. REZULTATELE CERCETĂRII

Prima fază a lucrărilor de teren a cuprins înregistrări pe profile situate în zone cu secțiune geologică binecunoscută și a avut ca scop stabilirea corespondenței dintre limitele geologice și cele obținute prin prospectarea seismică.

Pe înregistrările tuturor profilelor seismice executate s-a pus în evidență unda frontală corespunzătoare limitei calcare-formații acoperitoare, pe baza căreia s-a construit limita seismică corespunzătoare. Această limită concordă foarte bine cu cea din secțiunea geologică. Pentru exemplificare prezentăm profilul seismic IV Comarnic (anexa 1). Se poate vedea că limita (seismică) calcare-formații acoperitoare se află la adîncimi de 10—25 m la capetele profilului și prezintă o adîncire către mijlocul său. În zona centrală a profilului s-a evidențiat și limita superioară a bauxitei, care urcă spre nord, marcînd o îngroșare a formației bauxitifere. La extremitatea sudică a profilului s-a pus în evidență o limită din complexul gresiilor cenomaniene. Și aceste limite concordă atît ca formă, cît și ca adîncime cu cele din secțiunea geologică, însă ele nu sînt totdeauna evidențiate în secțiunile seismice. Faptul că aceste limite nu generează decît uneori unde frontale poate fi explicat prin modificarea caracterului lor (devin rugoase sau atenuează contrastul elastic ca urmare a unor treceri gradate de la o formație la alta). De asemenea grosimea mică a pachetelor de roci și apropierea dintre impe-

danțele acustice au favorizat apariția fenomenelor de interferență, care complică tabloul de unde, făcînd practic imposibilă urmărirea lor.

În cea de-a doua etapă a lucrărilor de teren, cercetările seismice au fost extinse și în zona în care secțiunea geologică nu era cunoscută, în scopul obținerii unor informații asupra reliefului calcarelor mezozoice.

În astfel de zone, rezultatele seismice prezintă și un interes economic deosebit, cu atît mai mult cu cît ele au fost verificate ulterior prin foraje și puțuri de explorare (cazul profilelor I, III, IV Murgoi). Pe profilul I Murgoi (anexa 2), în partea de sud-vest, se aduc informații suplimentare pe o porțiune de 350 m, cu privire la forma și la adîncimea limitei calcare-formații acoperitoare. Secțiunea seismică a acestui profil indică dispariția lentilei de bauxită către centrul profilului, prin micșorarea grosimii sale și prin evidențierea limitei dintre calcare și gresiile cenomaniene. Aceste rezultate sînt confirmate de puțul nr. 10, care intercepteaz calcarele la adîncimea de 12 m fără a întîlni formația bauxitiferă.

Cu profilele III și IV Comarnic s-a completat cunoașterea geologică la vest de lentila cu bauxită nr. 22, punîndu-se în evidență pe secțiunile seismice atît relieful calcarelor, cît și continuarea către vest a lentilei de bauxită cunoscută.

Pe profilul IV Murgoi (anexa 3) se aduc informații suplimentare (pe o distanță de 130 m) cu privire la forma și la adîncimea limitei calcare-formații acoperitoare și se precizează continuarea spre vest a lentilei de bauxită, care prezintă o grosime de 10—15 m. Forajele executate ulterior în această zonă au confirmat rezultatele noastre și au conturat astfel un important sector cu acumulări de bauxită.

3. CONCLUZII

Concordanța dintre secțiunile construite pe baza datelor seismice și secțiunile geologice stabilite prin corelarea limitelor din puțuri și sonde și confirmarea rezultatelor seismice prin lucrări miniere ulterioare duc la concluzia că prin metoda seismică de înaltă frecvență se pot obține informații geologice importante privitoare la acumulările de bauxită. Concordanța se observă îndeosebi în ceea ce privește suprafața calcarelor pe care repauzează bauxita; se poate deci conchide că posibilitățile metodei seismice se referă în special la stabilirea adîncimii și a reliefului calcarelor subjacente, elemente esențiale în determinarea celor mai favorabile zone de acumulare a bauxitei. În anumite condiții seismogeologice, se poate carta și acoperișul formației bauxitifere.

În urma experienței acumulate se pot formula următoarele recomandări cu privire la metodica de lucru optimă pentru zona Ohaba-Ponor:

1. Observațiile se vor efectua prin profilare longitudinală, obținîndu-se hodografe reciproce ale undelor refractare. Distanța dintre receptoare va fi de 5—10 m, iar între punctele de explozie de ordinul a 200 m (pentru limite situate pînă la 30—40 m adîncime) sistemul de observație va fi completat prin cît mai multe hodografe urmăritoare.

2. Generarea undelor seismice de frecvență înaltă se va realiza prin explodarea, în formații cît mai compacte, a unor cantități mici de dinamită (maximum 100 g într-o locație) în găuri practicate cu motoperforatorul.

3. Înregistrarea undelor se va face în domeniul frecvențelor de 100—300 Hz cu o stație seismică portabilă cu cît mai multe canale.

4. În procesul de prelucrare a datelor de teren se vor studia caracteristicile dinamice, în special forma de înscriere a undelor. Este necesar de asemenea să se calculeze coeficienții de absorbție ai undelor.

5. O atenție deosebită va fi acordată stabilirii distribuției de viteze; se vor executa cît mai multe măsurători pe aflorimente, în galerii, pe probe (în laborator), precum și seismocarotaje în puțurile și în forajele existente.

6. Secțiunile seismice se vor construi cu procedeul cîmpurilor de timpi, luîndu-se în considerare variația vitezelor medii pe orizontală. Rezultate foarte aproape de realitate se pot obține și prin metoda secțiunilor de timpi, care prezintă avantajul de a fi foarte comodă de aplicat.

Dovedită fiind posibilitatea obținerii cu ajutorul seismicii a unor informații geologice cu privire la acumulările de bauxită, vom încheia prin menționarea avantajelor pe care le prezintă această metodă față de lucrările de explorare: cost mult mai redus, acoperirea mai rapidă și mai completă a unei zone și evitarea unor erori ce pot interveni în rezultatele forajelor în cazul în care acestea interceptează unele blocuri de rocă care nu sînt „în loc."

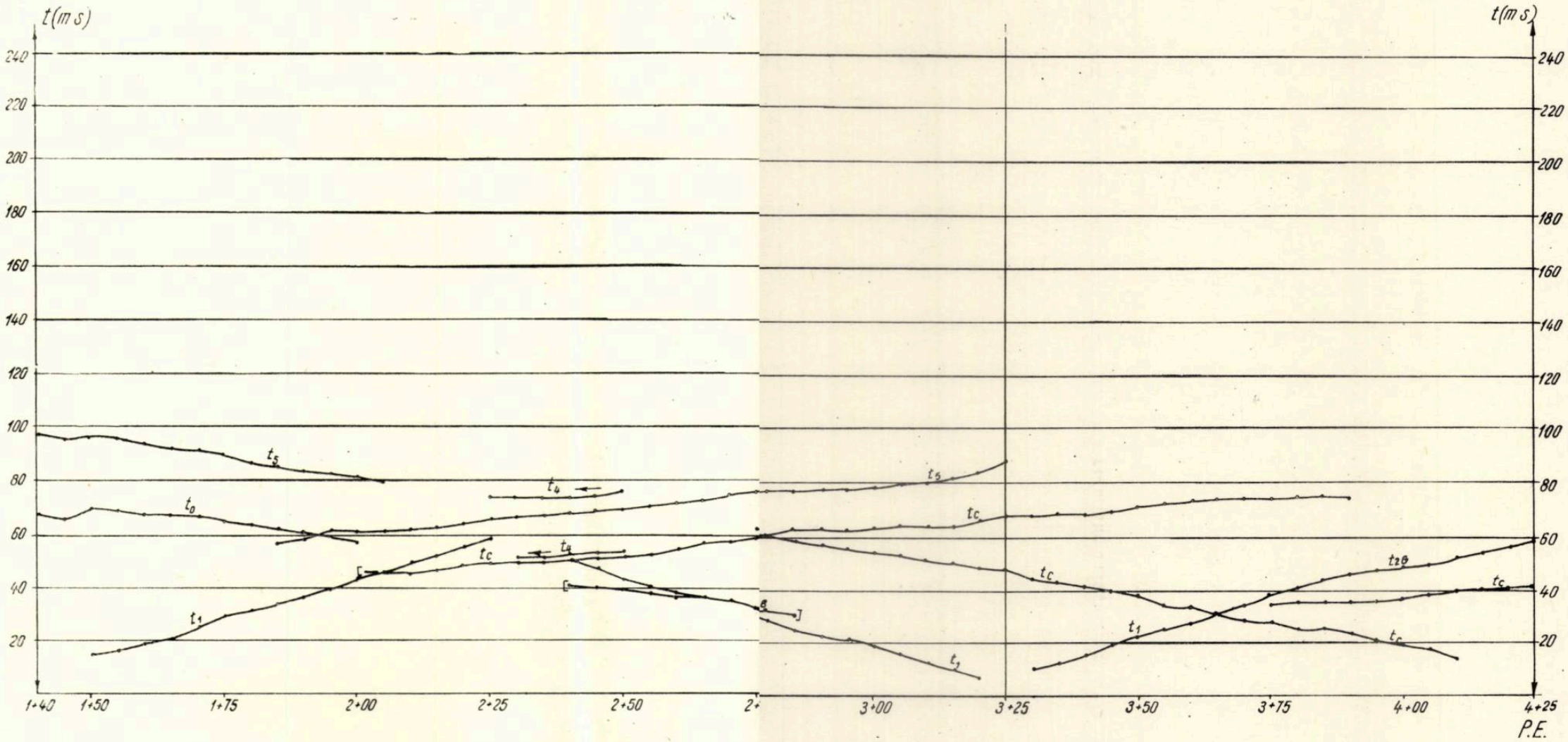
BIBLIOGRAFIE

1. I. S. Berzon, *Visokoceastotnaia seismika*, Moskva, Izd. Akad. Nauk SSSR, 1957.

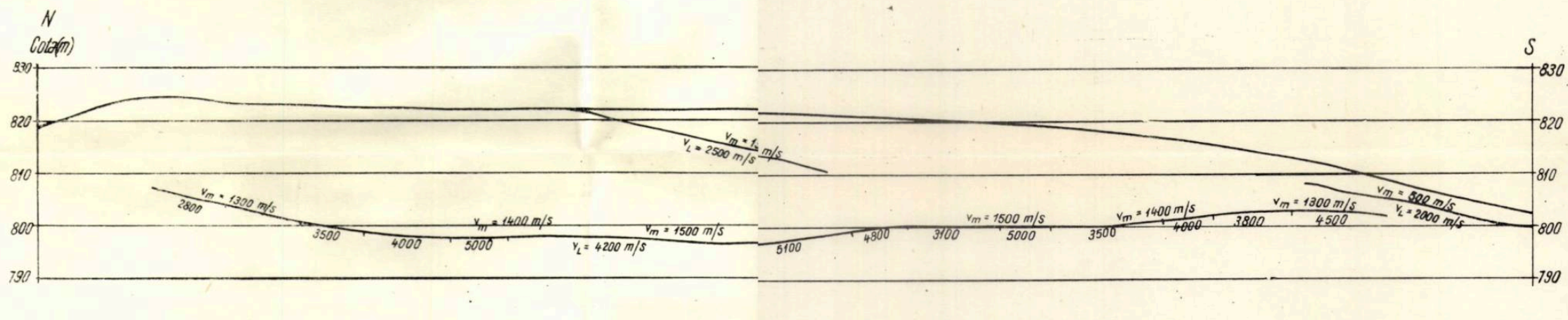
Anexa 1

POFIL IV ZONA COMARNIC
Sc. 1:1000

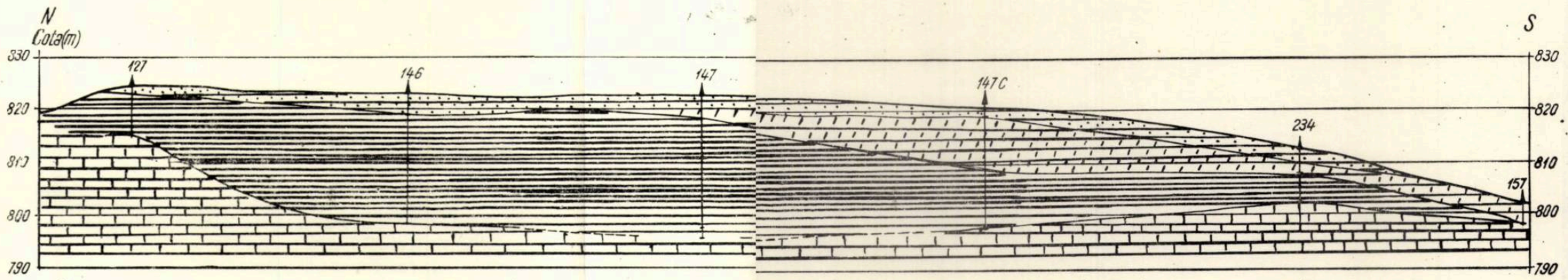
HODOGRAFUL UNDELOR ÎNREGISTRATE



SECȚINE SEISMICĂ



SECȚIUNE GEOLOGICĂ



LEGENDĂ

- Gresie roșie
- Gresie galbenă
- Bauxită
- Calcar
- Lucrare minieră

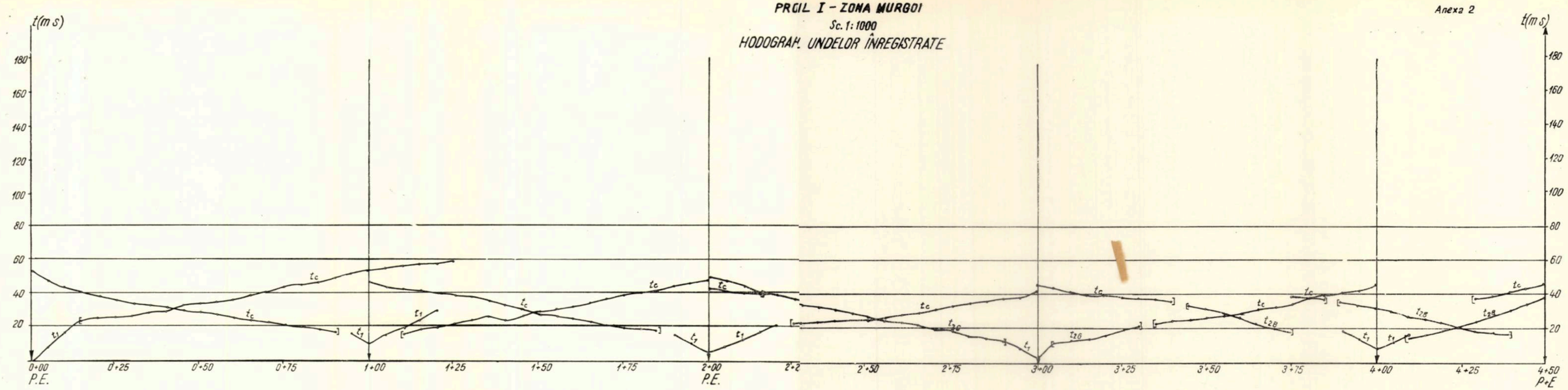
Cart. Iliescu E.

Anexa 2

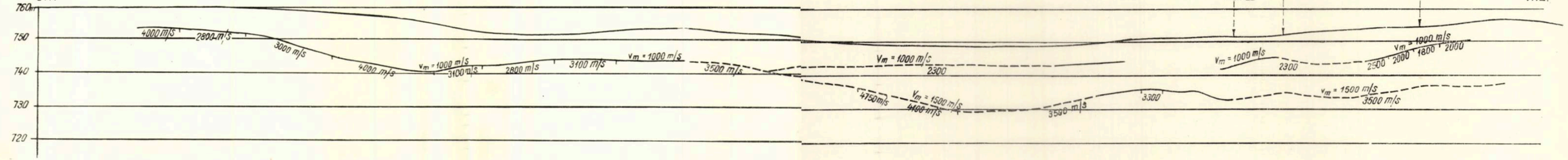
PROFIL I – ZONA MURGOI

Sc. 1:1000

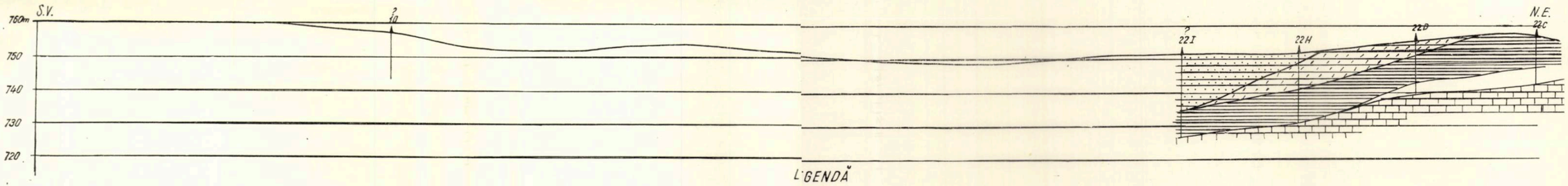
HODOGRAF. UNDELOR ÎNREGISTRATE



SETIUNE SEISMICĂ



SECȚIUNE GEOLOGICĂ



LEGENDĂ

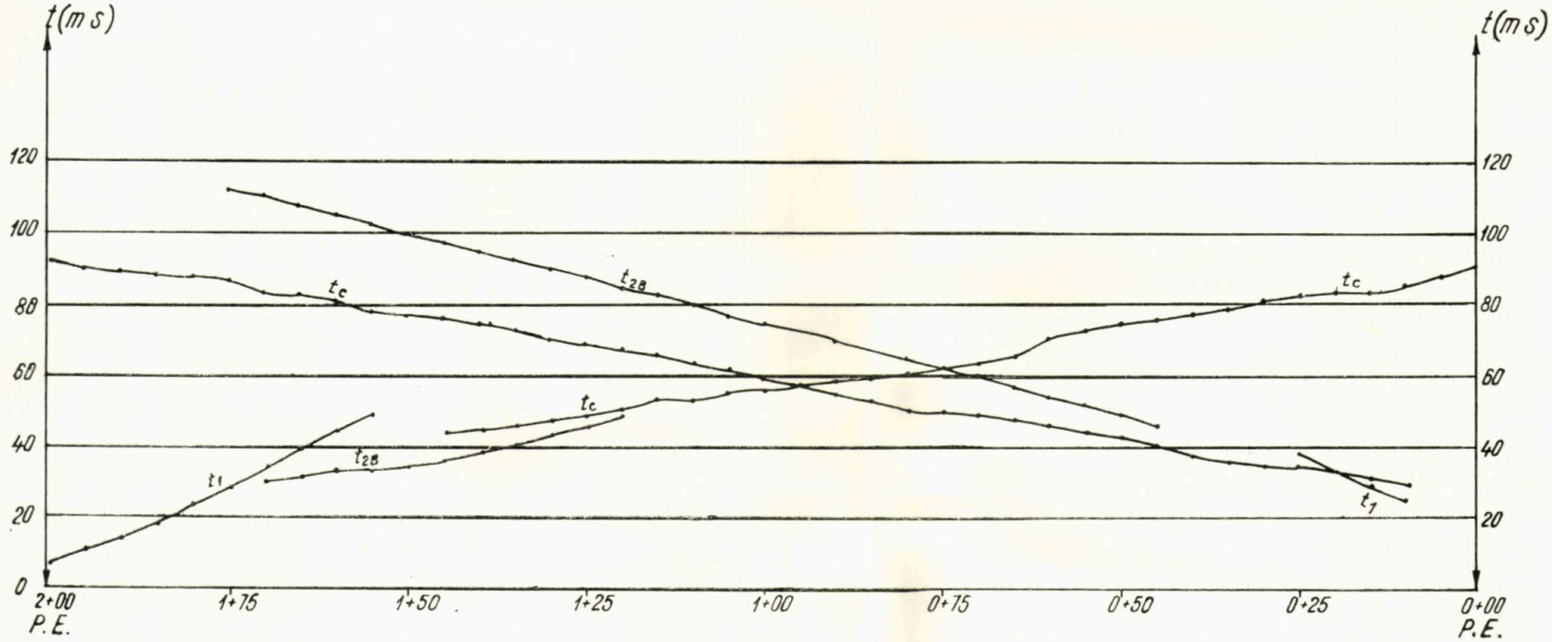
- Gresie galbenă
- Gresie roșie
- Bauxită
- Caolin
- Calcar
- 22H Lucrare minieră

Anexa 3

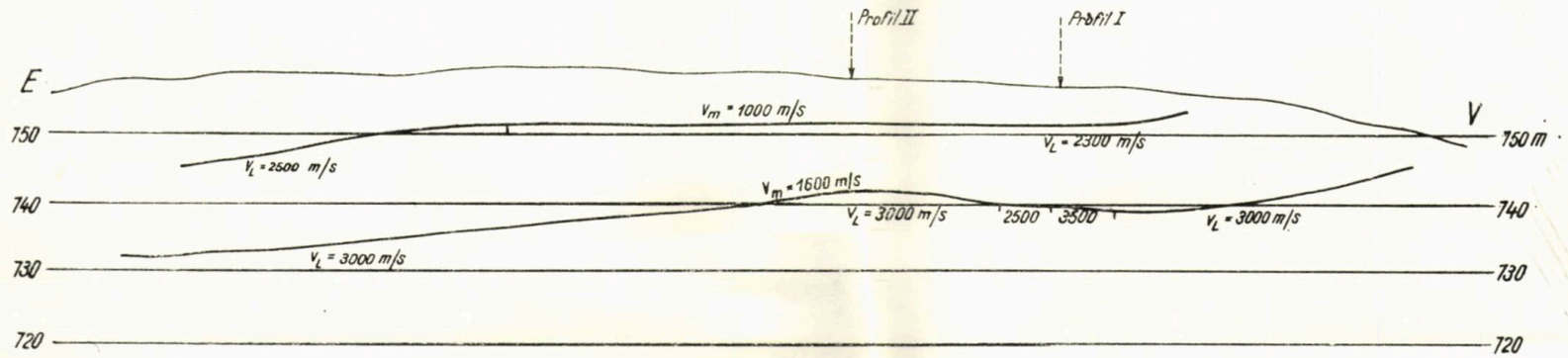
PROFIL IV - ZONA MURGOI

Sc. 1:1000

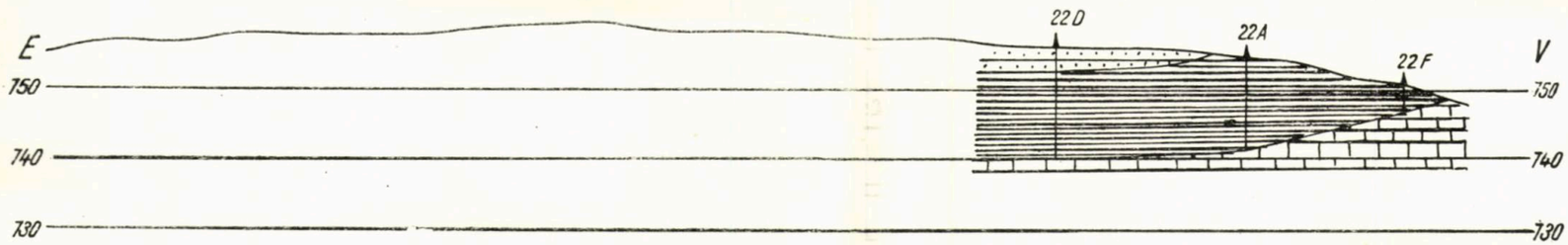
HODOGRAFUL UNDELOR ÎNREGISTRATE



SECȚIUNE SEISMICĂ

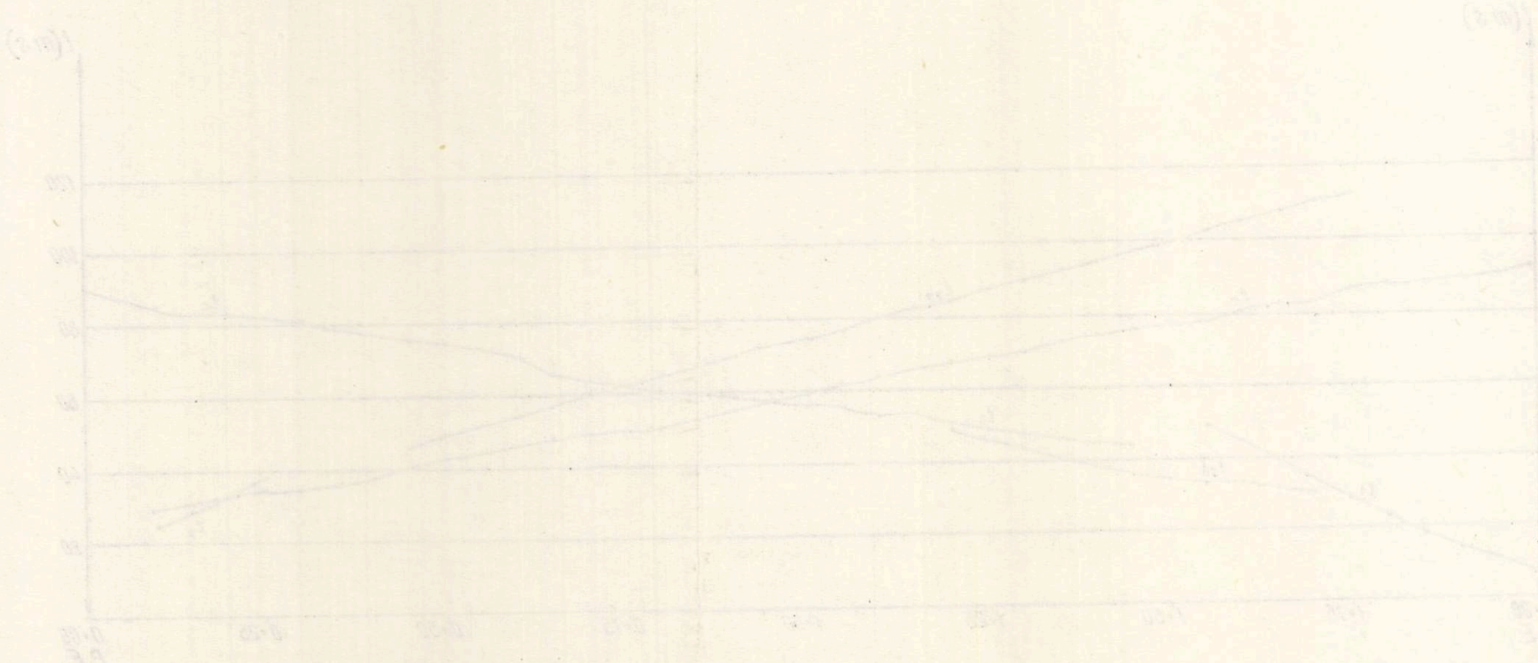


SECȚIUNE GEOLOGICĂ



LEGENDĂ

- Gresie galbenă
- Gresie roșie
- Bauxită
- Calcar
- Lucrare minieră



PARTICULARITĂȚI ALE PROSPECȚIUNII SEISMICE MARINE (II)*

DE

VALERIU VARODIN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20, București

§ 7. TRATAREA INFORMAȚIEI SEISMICE MARINE

Înregistrările marine, analogice sau digitale, sînt supuse în cadrul centrelor de prelucrare unor analize pe baza căror se stabilesc programele de tratare la care vor fi supuse.

7.1. Posibilități de analiză

Programele de analiză care sînt utilizate curent în centralele de prelucrare cuprind analize de corelații, de variație a coerenței semnalelor în timp și de spectre de putere.

7.1.1. *Analiza de corelație.* Tehnicile de corelație oferă posibilitatea găsirii semnalelor supărătoare de pe înregistrările seismice care au un anumit grad de repetare, cum ar fi reverberațiile marine și reflexiile multiple.

Funcția de autocorelație descrie toate semnalele care au natură periodică și dezvăluie conținutul de frecvențe al funcției analizate. Prin aceasta, ea permite studierea naturii și a perioadei paraziților.

Dacă se consideră o funcție oarecare $f(t)$, o trasă seismică de exemplu, funcția de autocorelare a acestei trase este definită de expresia

$$\Phi(\tau) = \lim_{T\to\infty} \int_{-T/2}^{T/2} f(t)\cdot f(t-\tau)\,\mathrm{d}t. \qquad (7.1)$$

În cazul în care trasa $f(t)$ prezintă porțiuni care seamănă între ele (porțiuni care se repetă), funcția de autocorelare permite punerea în evidență a acestor repetări. Ori de cîte ori τ ia valori egale cu decalajul dintre porțiunile asemănătoare, funcția de autocorelare va fi maximă.

* Vezi St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., **8**, 2, 295–367 (1970).

În cazul în care funcția $f(t)$ nu prezintă asemănări ale diverselor porțiuni (lipsă de corelație), funcția de autocorelație este îngustă și ascuțită, avînd maximum pentru $\tau=0$, valoarea ei reprezentînd în acest caz energia funcției $f(t)$.

În figura 7.1 sînt prezentate o serie de exemple de autocorelații ale unor înregistrări marine făcute la diverse adîncimi ale apei. În partea de sus, toată înregistrarea este acoperită de repetiții de tip pedalaj.

Autocorelația trasei a 13-a pe intervalul 1—2 s evidențiază foarte bine fenomenul periodic parazit, care are o frecvență de 40 Hz.

Autocorelația trasei a 9-a de pe înregistrarea de la adîncimea apei de 45 m, făcută pe intervalul 1,2 — 2,2 s, evidențiază un sistem de repetiții cu o perioadă de 69 ms.

Autocorelația înregistrării de la adîncimea apei de 65 m evidențiază un sistem de repetiții de semn alternativ cu perioada de 92 ms și unul de același semn cu perioada de 102 ms.

Ultima înregistrare nu mai permite să se vadă clar repetițiile, datorită nivelului ridicat de zgomot necoerent. Autocorelația permite însă o bună identificare și o determinare precisă a perioadei paraziților care dau repetiții de același semn cu perioada de 76 ms și repetiții de semn alternativ mai slab cu perioada de 85 ms.

Intercorelația a două funcții $f_1(t)$ și $f_2(t)$, definită matematic prin expresia

$$\Phi(\tau) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} f_1(t)\cdot f_2(t-\tau)\,\mathrm{d}t, \tag{7.2}$$

oferă posibilitatea determinării conținutului comun de frecvențe a celor două funcții care se analizează, precum și diferența de fază dintre ele.

7.1.2. *Variația coerenței semnalelor în timp.* Studiul coerenței este un instrument de analiză care furnizează informații asupra spectrelor de frecvențe ale semnalelor și zgomotelor întîmplătoare. El face uz de corelație și de transformata Fourier. Este cunoscut că autocorelația conține informații despre spectrul de frecvență al funcției analizate, intercorelația despre frecvențele comune ale celor două trase analizate, iar transformatele lor Fourier permit să se obțină efectiv spectrele de frecvențe.

Se poate obține o măsură a coerenței dacă se folosesc două trase seismice cărora li se determină transformatele Fourier ale funcțiilor de autocorelație A_{11} și A_{22} și ale funcțiilor de intercorelație I_{12} și I_{21}. Gradul de coerență este dat de relația

$$C(\omega) = \sqrt{\frac{I_{12}(\omega)\cdot I_{21}(\omega)}{A_{11}(\omega)\cdot A_{22}(\omega)}}\,. \tag{7.3}$$

Notînd cu $S(\omega)$ spectrul semnalului și cu $N(\omega)$ spectrul zgomotului, în urma transformărilor se obține

$$\frac{S}{N} = \frac{C(\omega)}{1-C(\omega)}\,.$$

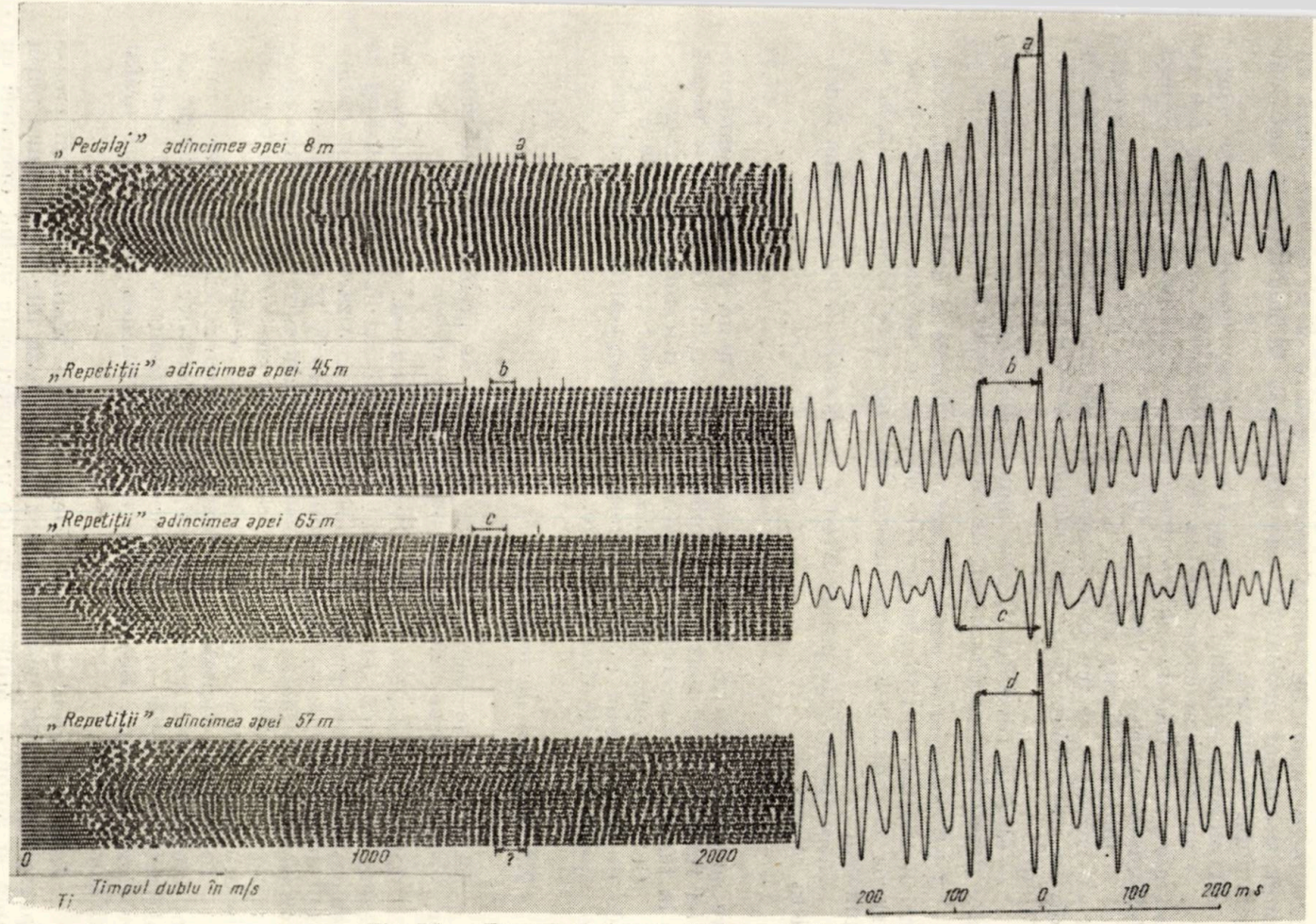


Fig. 7.1. — Exemple de autocorelații în seismica marină.

Cunoaşterea raportului semnal/zgomot permite să se estimeze dacă un anumit tratament matematic este capabil să îmbunătăţească suficient datele după prelucrare.

Avantajele utilizării coerenţei în analiza datelor marine sînt:

— un grafic al coerenţei funcţie de frecvenţă arată precis natura spectrului, permiţînd deosebirea obiectivă a semnalului de zgomot şi deci determinarea precisă a benzii de filtraj care trebuie folosită;

— folosind diferite lungimi ale intervalelor de integrare ale funcţiilor de corelaţie, se pot face determinări ale raportului semnal/zgomot la diverşi timpi de înregistrare, evaluînd în acest mod evoluţia zgomotului în timp;

— alegînd trase din diverse puncte ale suprafeţei de cercetat, se poate determina variaţia raportului semnal/zgomot în spaţiu.

7.1.3. *Spectrul de putere.* Spectrul de putere al unei funcţii, reprezentînd măsura distribuţiei puterii funcţiei în spectru, permite determinarea componentelor elementare din care este format semnalul şi zgomotul.

Între spectrul de putere $N(\omega)$ şi autocorelaţia $\Phi_a(\tau)$ a unei funcţii există relaţia

$$N(\omega) = F[\Phi_a(\tau)], \tag{7.4}$$

care spune că spectrul de putere este transformata Fourier a autocorelaţiei funcţiei. Deci pentru determinarea spectrului de putere se pleacă de la funcţia de autocorelaţie căreia i se face transformata Fourier.

Cum se va vedea, aceste analize şi în special autocorelaţiile şi spectrele de putere stau la baza determinării parametrilor necesari calculării operatorilor de dereverberaţie.

7.2. Procedee de prelucrare

În prezent se dispune de trei procedee de prelucrare a informaţiilor seismice marine: numerică, analogică şi optică.

7.2.1. *Procedeul numeric.* Procedeul numeric este considerat în prezent cel mai complet, dispunînd de posibilităţi mari de analiză şi de prelucrare. Datorită gradului ridicat de automatizare, supleţei, posibilităţii de aplicare cu uşurinţă a noilor concepte de prelucrare şi mai ales a vitezei mari de lucru, acest procedeu s-a generalizat în tratarea informaţiilor marine. Din acest motiv, tipurile de prelucrări care se vor descrie în continuare se vor referi în principal la acest procedeu.

Prelucrarea digitală se realizează în centre de calcul numeric, unde sînt implimentate sisteme cu configuraţii adecvate, care, pe lîngă calculatorul propriu-zis, cuprind o serie de echipamente periferice specifice prelucrării seismice. Schema bloc a unui asemenea sistem este arătat în figura 7.2.

7.2.2. *Procedeul analogic.* Deşi permite realizarea a numeroase tipuri de prelucrări, acest procedeu le realizează într-un mod mai puţin suplu şi automat. Multe tipuri de prelucrări care includ operatori cu mulţi termeni, ca deconvoluţii, filtre spaţiotemporale, pe mai multe trase

simultan, practic nu se pot realiza. Prelucrările se realizează într-un timp mai lung, care nu concordă cu volumul mare de înregistrări marine.

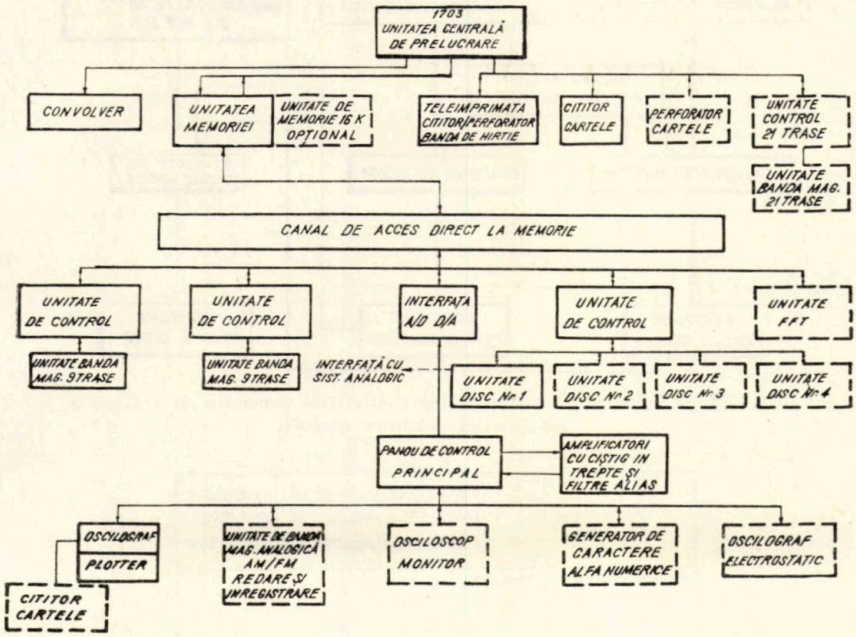


Fig. 7.2. — Sistem de prelucrare digitală a datelor.

7.2.3. *Procedeul optic.* Procedeul, deși cu posibilități încă limitate, prezintă avantajul operativității în aplicarea filtrajelor optice, care se realizează prin plasarea secțiunilor seismice transcrise pe microfilme sau hîrtie în calea radiațiilor produse de un laser. Deoarece secțiunea se comportă ca o rețea de difracție, apare la infinit spectrul de frecvență, și în număr de undă al înregistrării. Printr-un sistem optic convergent, acest spectru este adus la distanță finită, unde se pot aplica asupra lui diverse filtraje cu ajutorul unor obturatoare amplasate convenabil.

Procedeul este folosit și ca un auxiliar prețios înaintea prelucrării numerice, prin aceea că permite alegerea cît mai exactă a elementelor necesare aplicării corecte a filtrelor numerice.

Între aceste procedee de prelucrare există o serie de conexiuni, ele putîndu-se completa. Acest fapt este ilustrat în figura 7.3. Se observă că înregistrările analogice pot fi convertite în înregistrări digitale și prelucrate ca atare. De asemenea secțiunile tratate numeric sau analogic pot primi un plus de prelucrare prin procedeul optic.

7.3. Posibilitățile de prelucrare a informațiilor

Fiecare dintre procedeele amintite prezintă mai multe posibilități de prelucrare a informațiilor. Aplicarea lor integrală sau parțială înregistrărilor marine depinde de modul în care s-au făcut înregistrările (pro-

filare continuă cu un canal sau dispozitiv cu 24 de trase) şi de suportul fizic al înregistrărilor.

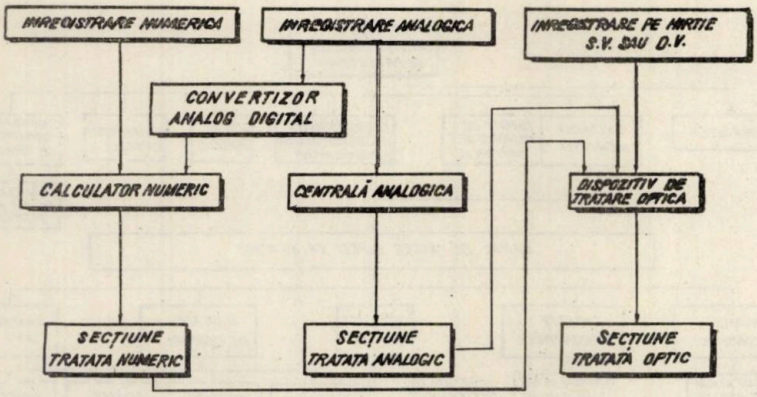


Fig. 7.3. — Schema conexiunilor între diferitele procedee de tratare a informaţiei seismice marine.

TRATARI	INREGISTR. MAGNETICĂ MONOTRASĂ	INREGISTR. MAGNETICĂ MULTITRASĂ	INREGISTR. PE HIRTIE S.V. sau O.V.
RESTITUIREA AMPLIT. REALE PROGRAM DE CIS●G	N	N	
ANTI - MULTIPLE	aN	aN	
STUDIUL LEGILOR DE VITEZE		AN	
CORECŢII DINAMICE		AN	
ACOPERIRE MULTIPLĂ		AN	
DECONVOLUŢIE	aNo	ANO	o
CORECŢII COMPENSATOARE ALE APEI	AN	AN	
FILTRU IN EVANTAI	aNo	aNo	O
DIFERITE MIXAJE	AN	AN	
FILTRU IN FREGVENŢĂ	ANO	ANO	O
FILTRU DE FREGVENŢĂ FUNCTIE DE TIMP	N	N	
REGLAREA AMPLIT. ÎN T	AN	AN	
REGLAREA AMPLIT. ÎN X	N	N	

A = pe cale analogică
N = pe cale numerică
O = pe cale optică

O literă mica înseamnă o tratare lungă sau puţin eficace.

Fig. 7.4. — Posibilităţi de tratare după condiţiile de înregistrare.

Principalele posibilităţi de tratare în funcţie de sistemul folosit (mono- sau multitrasă) şi al suportului fizic al informaţiei (magnetic sau hîrtie) sînt ilustrate în figura 7.4.

Se observă că cele trei procedee, numeric, analogic și optic, de care se dispune pentru tratarea informației nu realizează cu aceeași ușurință toate tipurile de prelucrare. Procedeul cel mai universal este cel al prelucrării numerice.

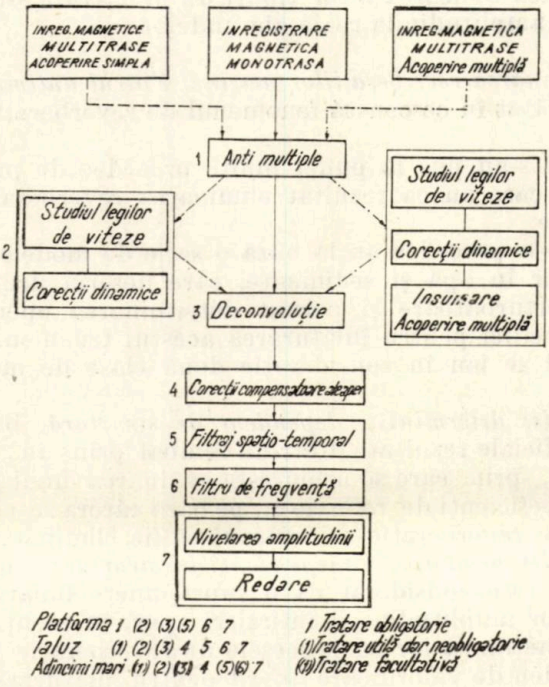


Fig. 7.5. — Tratări de efectuat funcție de sistemul de lucru utilizat.

Se înțelege că nu întotdeauna este necesară aplicarea tuturor tipurilor de prelucrare indicate în figură și nu toate prezintă același grad de importanță. Aplicarea integrală sau parțială a lor depinde de complexitatea seismogeologică a zonei, de configurația fundului, și de adîncimea apei, precum și de scopul urmărit de prospecțiune.

În figura 7.5 sînt ilustrate prelucrările obligatorii, utile, dar neobligatorii, și facultative, care se utilizează la prelucrarea seismică marină în funcție de sistemul de lucru folosit și de particularitățile zonei de prospectat.

În continuare se va descrie pe scurt în ce constă fiecare dintre aceste prelucrări, insistîndu-se în special asupra filtrajului antimultiplu, ca fiind de cea mai mare importanță în prelucrarea înregistrărilor marine.

7.3.1. *Recuperarea amplitudinilor.* Reprezintă un program de calculator și urmărește regăsirea amplitudinii adevărate a oscilațiilor, care constituie o bază bună de plecare în prelucrarea ulterioară a datelor.

Regăsirea amplitudinii se referă la înlăturarea cîștigului aparaturii, la compensarea efectului divergenței sferice și la compensarea atenuării neelastice.

Amplitudinea astfel găsită permite determinarea cu oarecare precizie a densității rocilor și a variației calității limitelor reflectatoare, inclusiv a fundului marin, permițînd astfel considerații mai realiste referitoare la variația coeficientului de reflexie a fundului marin.

De asemenea aplicarea altor tipuri de prelucrări este mai eficientă cînd se folosesc amplitudinile reale ale undelor.

7.3.2. *Atenuarea reverberațiilor marine. Filtrul antimultiple.* În paragraful 4.3 s-a arătat în ce constă fenomenul de reverberație și necesitatea atenuării lui.

În prezent s-au pus la punct multe procedee de prelucrare analogică și digitală care au ca rezultat eliminarea reverberației de pe înregistrările marine.

Toate aceste procedee au la bază o serie de modele privind propagarea semnalelor în apă și sedimente, care descriu drumul parcurs de undele utile perturbatoare și permit determinarea operatorilor de dereverberație specifici pentru înlăturarea acestui fenomen.

În general se iau în considerație două clase de modele de reverberație [13] :

— *un model determinist, dependent de structură*, bazat pe reflexii adînci și superficiale rezultate dintr-un semnal prins în apă sau semnal de reverberație, prin care se urmărește evaluarea unui număr redus de întîrzieri τ_i și coeficienți de reflexie α_i, pe baza cărora se construiește semnalul specific de reverberație ce urmează să fie eliminat din înregistrări;

— *un model aleatoriu, independent de structură*, în care semnalul de reverberație este considerat ca o suprapunere liniară a undelor reflectate ale căror amplitudini și întîrzieri apar, în esență, la întîmplare înainte de interacțiunea lor cu procesele de reverberație. În acest caz se aplică un procedeu de valorificare diferit pentru înlăturarea reverberației.

Ambele categorii de modele sînt strîns legate între ele, deși prelucrarea semnalelor este diferită, prin aceea că modelul dependent de structură dă parametrii structurali necesari prelucrării în cazul independent de structură.

7.3.2.1. *Modele dependente de structură.* În figura 7.6 sînt prezentate modele de reverberație în termeni de număr de funduri (K) și tipuri de reflexie (J). Se consideră o sursă unică și un receptor, amplasați în apropierea suprafeței. Indicii se referă la numărul penetrațiilor pînă la stratele adînci și, respectiv, la numărul interferențelor distincte care alcătuiesc secțiunea imediat sub fundul apei.

Pentru a se determina ceea ce se întîmplă cînd se aplică solului, un impuls-unitate, se trasează toate traiectoriile posibile prin solul adînc fiecare implicînd un interval de întîrziere și un coeficient efectiv de reflexie, pe baza cărora se determină răspunsul impulsional net efectiv al mediului. Acest răspuns cuprinde intervalele de întîrziere și coeficienții de reflexie pentru toate traiectoriile posibile asociate cazului respectiv de propagare și este de forma

$$Sd(t) = \sum_{j=1}^{\infty} mj\, hj(t), \qquad (7.5)$$

unde

$Sd(t)$ este răspunsul dorit al solului adînc,
$hj(t)$ — funcția pondere efectivă sau funcția răspunsului unitate a tuturor traiectoriilor posibile pentru $j > 0$,
$mj(t)$ — fracțiunea din impulsul-unitate inițial care provoacă excitația în tipul j de propagare.

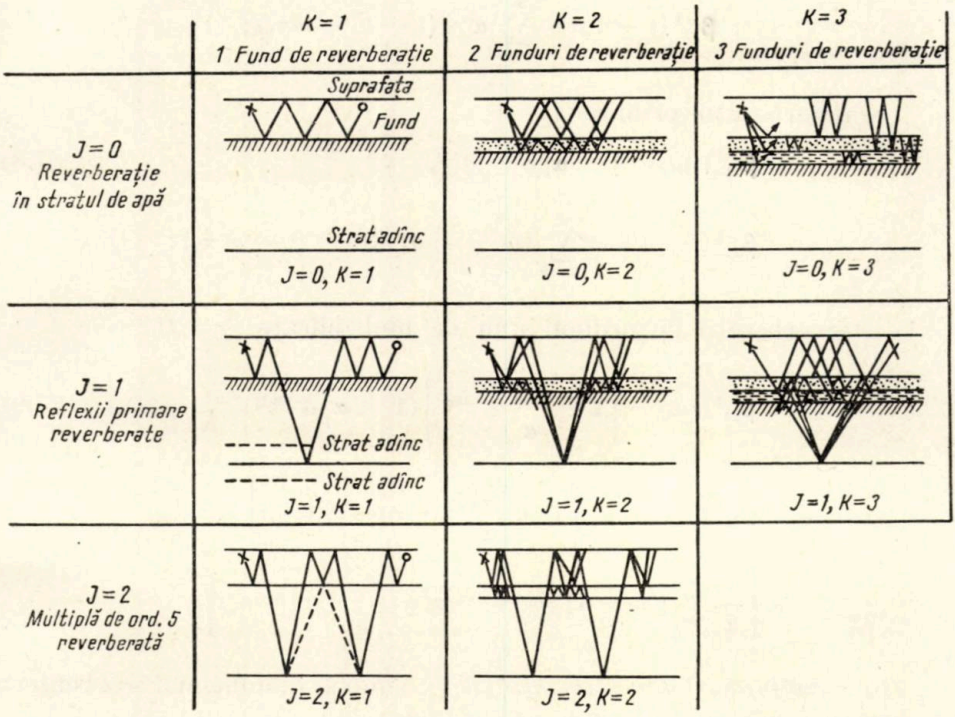

K = 1
1 Fund de reverberație
K = 2
2 Funduri de reverberație
K = 3
3 Funduri de reverberație
J = 0
Reverberație în stratul de apă
Suprafața
Fund
Strat adînc
J = 0, K = 1
J = 0, K = 2
J = 0, K = 3
J = 1
Reflexii primare reverberate
Strat adînc
Strat adînc
J = 1, K = 1
J = 1, K = 2
J = 1, K = 3
J = 2
Multiplă de ord. 5 reverberată
J = 2, K = 1
J = 2, K = 2

Fig. 7.6. — Modele de reverberație în termeni ai numărului de funduri și al tipului de reflexie.

Incluzînd toate reverberațiile (inclusiv $j=0$) pentru un model K dat, se obține forma de undă recepționată, inclusiv reverberațiile și toate reflexiile de la stratele adînci, exclusiv zgomotul ambiant aleatoriu al sistemului :

$$H_{jk}(t) = \beta_{jk}^{-1} h_j(t) = \int_T \beta_{jk}^{-1}(t, t') h_j(t') \, dt', \tag{7.6}$$

unde

$H_{jk}(t)$ este forma de undă recepționată,
β_{jk}^{-1} — operatorul de reverberație,
T — durata înregistrării seismice.

Structura explicită a operatorului de reverberație a fost determinată de Middleton și Whittlesey [13] cu ajutorul teoriei razelor și a unei geometrii adecvate.

Expresiile pentru diferiţii operatori β_{jk}^{-1}, exprimate în ambele domenii frecvenţă şi timp, au forma :

a) *un singur fund de reverberaţie* $k=1$:

— reverberaţia închisă în apă ($j=0$) :

$$\beta_{01}^{-1}(i\omega) = (1-\alpha_1 e^{-i\omega\tau_1})^{-1}, \tag{7.7}$$

$$\beta_{01}^{-1}(t-t') = \sum_{m=0}^{\infty} \alpha_1^m \delta(t-t'-m\tau_1);$$

— reverberaţii primare ($j=1$) :

$$\beta_{11}^{-1}(i\omega) = (1-\alpha_1 e^{-i\omega\tau_1})^{-2}, \tag{7.8}$$

$$\beta_{11}^{-1}(t-t') = \sum_{m=0}^{\infty} (m+1)\,\alpha_1^m \delta(t-t'-m\tau_1);$$

— reverberaţii de ordinul unu de multiplicate ($j=2$) :

$$\beta_{21}^{-1}(i\omega) = \left[1 - \frac{r_{01}}{\alpha_1} e^{-i\omega\tau_1}\right](1-\alpha_1 e^{-i\omega\tau_1})^{-3}, \tag{7.9}$$

$$\beta_{21}^{-1}(t-t') = \left[1 - \frac{r_{01}}{\alpha_1}\delta(t-t'-m\tau_1)\right] \times$$

$$\times \left[\frac{1}{2}\sum_{m=0}^{\infty}(m+1)(m+2)\,\alpha_1^m \delta(t-t'-m\tau_1)\right];$$

b) *două funduri de reverberaţie* ($K=2$) numai în domeniul frecvenţei :

— reverberaţie închisă în apă ($j=0$) :

$$\beta_{02}^{-1}(i\omega) = \frac{1 + \frac{\alpha_2}{\alpha_1} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}}{1-\alpha_1 e^{-i\omega\tau_1} - \alpha_2 e^{-i\omega\tau_2} + \alpha_{12} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}}; \tag{7.10}$$

— reverberaţii primare ($j=1$) :

$$\beta_{12}^{-1}(i\omega) = [1 - \alpha_1 e^{-i\omega\tau_1} - \alpha_2 e^{-i\omega\tau_2} + \alpha_{12} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}]^{-2}; \tag{7.11}$$

c) *reverberaţii multiple* $j \geqslant 2$:

$$\beta_{j2}^{-1}(i\omega) = [1 - \alpha_1 e^{-i\omega\tau_1} - \alpha_2 e^{-i\omega\tau_2} + \alpha_{12} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}]^{-2}$$

$$\left[-\frac{1\alpha_1 e^{-\omega\tau_1} - \frac{(r_{01})^2}{-\alpha_2} e^{-i\omega\tau_2} + \frac{\alpha_1}{\alpha_2} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}}{1-\alpha_1 e^{-i\omega\tau_1} - \alpha_2 e^{-i\omega\tau_2} + \alpha_{12} e^{-i\omega(\tau_2-\tau_1)}}\right]^{J-1} \tag{7.12}$$

În aceste expresii s-a considerat ca origine a timpului, timpul primului semnal reflectat înregistrat de la prima suprafață a fundului, τ_k timpul de propagare dublă de la suprafața apei pînă la fundul K, iar $\alpha_k \cong r \circ i \cdot r_{k,k+1}$ coeficienți de reflexie efectivi care sînt factori compuși, incluzînd coeficientul de reflexie apă-aer (r_{10}), cel de la fundul $K(r_k)$ și orice factor de absorbție care se atribuie apei.

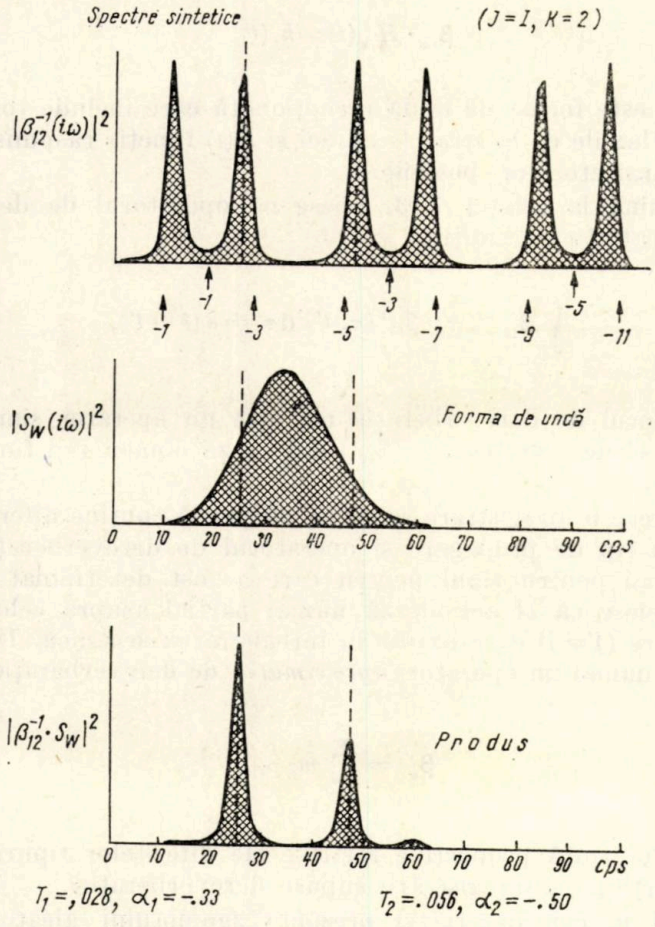


Fig. 7.7. — Caracteristica de frecvență a operatorului de reverberație în cazul modelului cu două funduri.

În figura 7.7 se arată caracteristica de frecvență pentru operatorul de reverberație în cazul modelului cu două funduri ($J=1$, $K=2$). În partea de sus se indică spectrul de putere al operatorului, la mijloc spectrul de putere al unei unde elementare Ricker cu frecvența de vîrf la 33 Hz și jos, produsul primelor două, care reprezintă spectrul ce se așteaptă de la o reflexie ce provine de la o interfață seismică, adică trecînd de două ori prin cele două funduri.

Rîndurile de săgeți din partea superioară a graficului reprezintă punctele în care ar apărea vîrfurile spectrale dacă ar fi fost prezente numai unul dintre cele două funduri.

O dată operatorii de reverberație cunoscuți, problema eliminării reverberației se reduce la calcularea unui *operator de dereverberație* β_{jk} care să satisfacă relația

$$\beta_{jk} \cdot H_{jk}(t) = h_j(t), \tag{7.13}$$

unde $H_{jk}(t)$ este forma de undă recepționată care include toate reverberațiile și reflexiile de la stratele adînci și $h_j(t)$ funcția răspunsului-unitate a tuturor traiectoriilor posibile.

Revenind la relația 7.13, reiese că operatorul de dereverberație trebuie să satisfacă condiția

$$\int_T \beta_{jk}(t, \tau) \cdot \beta_{jk}^{-1}(\tau, t')\, d\tau = \delta(t - t'), \tag{7.14}$$

deci operatorul de dereverberație nu este un operator simplu de convoluție ca cel de reverberație (β_{jk}^{-1}) din cauza domeniului finit T în care se definește.

Deoarece o înregistrare seismică obișnuită conține diferite proporții ale fiecărui tip de propagare și operatorul de dereverberație (β_{jk}) este corect numai pentru tipul pentru care a fost determinat (un anumit J și K), reiese că el acționează numai parțial asupra celorlalte tipuri de propagare ($j' \neq j$) care există în înregistrarea seismică. Deci se poate determina numai un operator *aproximativ* de dereverberație, de forma

$$\beta_k = \sum_{j=0}^{\infty} m_j \hat{\beta}_{jk}, \tag{7.15}$$

unde m_j reprezintă proporțiile relative ale diferitelor tipuri J prezente în orice porțiune a înregistrării supuse dereverberației.

Luînd în considerație și prezența zgomotului aleatoriu de fond ($N(t)$), procesul total de dereverberație aproximativă are expresia

$$\hat{\beta}_k X_k(t) = \int_T \beta_k(t - t') X_k(t')\, dt', \tag{7.16}$$

unde $X_k(t) = \sum_{j=0}^{\infty} H_{jk}(t) + N(t)$ reprezintă datele recepționate, inclusiv zgomotul aleatoriu de fond, iar $\hat{\beta}_k X_k(t)$ datele recepționate dereverberate.

Pentru calcularea operatorului de dereverberație trebuie determinați parametrii $(\tau_1\alpha_1)$, $(\tau_1\alpha_1\tau_2\alpha_2)\ldots$ etc. ai modelelor dependente de structură. Se cunosc mai multe procedee de determinare, unele utilizînd tehnicile probabilității maxime, altele tehnici de cercetare care necesită încercări succesive, folosind indici de merit pentru optimizarea alegerii parametrilor. Un asemenea indice de merit în cazul modelelor dependente

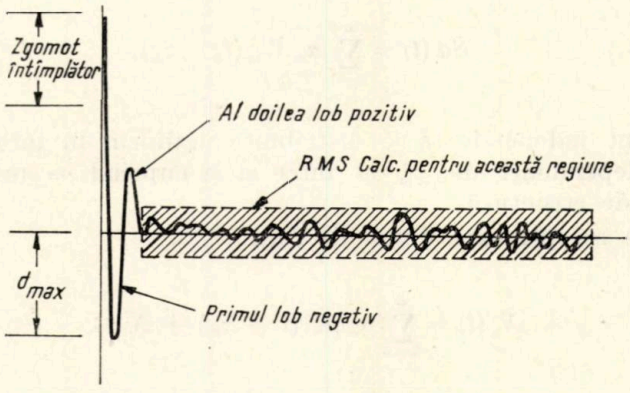


Fig. 7.8. — Definiția indicelui de merit R_{INDX}.

de structură se bazează pe anumite proprietăți ale funcției de autocorelație a trasei seismice; modul său de stabilire este ilustrat în figura 7.8 și constă în:

— se calculează mărimea primului lob negativ al funcției de autocorelație și se împarte această mărime prin valoarea pătratică medie a punctelor de pe corelogramă care se află dincolo de limitele așteptate ale undei elementare autocorelate. Acest coeficient a fost denumit „Rindx". Pe baza acestor indici s-a elaborat un procedeu iterativ bidimensional de cercetare care permite obținerea parametrilor α și τ.

S-a constatat că indicele „Rindx" prezintă importanță și în aprecierea eficienței relative a altor procedee de dereverberație. Middleton și Whittlesey a găsit că valori „Rindx" de 1,5—3,5 reprezintă, de regulă, o reverberație puternică sau raporturi semnal-zgomot foarte slabe, valori de 5—8 reprezintă o înregistrare de bună calitate, iar valori de 13—14 sînt posibile, dar foarte rare.

7.3.2.2. *Modele independente de structură.* Pentru a construi modelul reîntoarcerilor seismice și al reverberațiilor la un detector din apropierea suprafeței, se pleacă de la relația (7.5), care dă răspunsul dorit al solului:

$$Sd(t) = \sum_{j=1}^{\infty} m_j h_j(t) = \sum_{j=1}^{\infty} m_j \sum_{e} W_e g_e, \tag{7.17}$$

unde W este forma undei elementare seismice efective nete pentru traiectoria e exclusiv reverberațiile din apropierea suprafeței, iar $g_e = \alpha_e \delta(t - \tau_e)$

semnalul dorit care conține informația necesară despre coeficienții de reflexie și timpii de propagare.

Tratarea constă în determinarea răspunsului dorit ($Sd(t)$) pe baza datelor brute $X_k(t)$, însă considerînd parametrii $\alpha_e \tau_e$ ca variabile aleatorii. Răspunsul util al solului este în acest caz o formă de undă aleatoare în care este eliminată structura de detaliu :

$$Sd(t) = \sum_{m=1}^{\infty} \alpha_m W_m(t - \tau_m), \tag{7.18}$$

unde τ_m sînt independente și distribuite uniform în intervalul T, iar α_m sînt independenți de τ_m și între ei și cuprind m_j-urile modelului dependent de structură.

Datele recepționate devin de forma

$$X_k(t) = \sum_{m=0}^{\infty} \alpha_m p_m^{(k)}(t - \tau_m) + N(t), \tag{7.19}$$

unde $p_m^{(k)}(t)$ este răspunsul din apropierea suprafeței pentru semnalele care pătrund la stratele adînci, prezentînd toate variantele $j \geqslant 0$.

Justificarea pentru crearea unui semnal cu caracter aleatoriu cu reverberație provine din presupunerea că datele, în afară de zgomotul de fond, constau din numeroase întoarceri individuale care nu sînt în vreo relație măsurabilă, simplă, nici ca amplitudine (α_m), nici ca fază (τ_m). În mod normal se consideră că datele sînt o suprapunere a unui mare număr de forme de undă aleatorii, esențial independente, fiecare cu o structură deterministică tipică, adică avînd mărimi W_m și $p_m^{(k)}$ specifice.

Pentru a se găsi o estimare optimă a semnalului s-a căutat să se obțină o prezentare continuă a sa prin folosirea criteriului liniar al celor mai mici medii pătrate.

Ecuația de bază pentru această estimare este

$$\int_{-\infty}^{+\infty} K_{pp}^{(k)}(t - u)\, b_k(u)\ \text{opt}\ du = K_{wp}^{(k)}(t)\,; \qquad -\infty < t < +\infty, \tag{7.20}$$

unde K_{pp} ; K_{wp} reprezintă auto și covarianta formelor de undă p_m și W_m, iar $b_k(t)$ opt operatorul care determină filtru liniar optim.

Dacă se face transformata Fourier ambilor termeni ai ecuației (7.20), se obține

$$Y_k(i\omega)\ \text{opt} = \frac{W_{wp}^{(k)}(f)}{W_{pp}^{(k)}(f)}, \tag{7.21}$$

unde W_{pp}, W_{wp} reprezintă spectrele de putere ale convariantelor funcțiilor p_m și W_m, iar $Y_k\,(i\omega)$ opt funcția sistemului liniar optim realizabil pentru care funcția pondere este

$$b_k(t)\ \text{opt} = \int_{-\infty}^{\infty} Y_k(i\omega)\ \text{opt}\ e^{i\omega t}\,dt. \tag{7.22}$$

Deci estimarea optimă $S^*\,d(t)$ a răspunsului dorit $Sd(t)$ al solului din adîncime este dată de

$$S^*\,d(t) = b_k(t)_{\text{opt}}\,X_k(t) = \int_{-\infty}^{\div\infty} b_k(t-t')_{\text{opt}}\,X_k(t')\,dt'. \tag{7.23}$$

În acest caz, $b_k(t)_{\text{opt}}$ este *operatorul de dereverberație*, ca și β_{jk} (din modelul determinat). El este realizabil, invariant și determinist, deși are o structură foarte diferită de β_{jk}. Structura lui b_k arată, la fel, că un singur filtru nu poate elimina în modul cel mai eficient toate tipurile de reverberații.

Revenind la relația (7.21), apar dificultăți, deoarece nu se cunoaște forma de undă $p(t)$, deci nici $W_{pp}^{(k)}$, iar $W_{wp}^{(k)}$ implică o fază relativă necunoscută.

Soluția a fost determinarea funcției de autocovarianță a lui $p(t)$ pe baza căreia s-a înlocuit spectrul cu unul proporțional :

$$W_{pp}^{(k)} = \lambda W_{xx}^{(k)}.$$

În privința fazei s-a admis că mediile respective pot fi reprezentate fizic prin rețele liniare invariante și stabile deci sînt rețele de fază minimă.

Aceasta sugerează că se poate realiza o aproximare rezonabilă a filtrului optim dorit, considerîndu-se Y_{opt} ca funcția unui sistem de filtru liniar de fază minimă realizabil, deci se poate obține $\Phi_{\min}$ cerut pe baza datelor originale conținute în valoarea măsurată a amplitudinii [7]. De aceea rezultă

$$Y_{\text{opt}} \approx Y_{\text{opt}}^* \propto e^{i\,\Phi\min(t)} \cdot \frac{|S_w(f)|}{\sqrt{W_{xx}^k(f)}}. \tag{7.24}$$

unde $S_w(f)$ este spectrul de frecvență al funcției W.
Aproximarea b_{opt}^* cu b_{opt} se determină cu ajutorul ecuației (7.24) prin inversare. Semnul de proporționalitate $\propto$ indică prezența unei constante nedeterminate, care, în practică, se ajustează pentru a permite o scală adecvată a semnalului de ieșire dorit.

Justețea substituirii unui operator de *fază minimă* pentru filtrul optim original este întărită prin observația că modelul independent de structură derivă din modelul dependent de structură. Pe lîngă aceasta, trebuie notat că operatorii de reverberație sînt ei înșiși de fază minimă, adică β_{jk}^{-1} reprezintă, de fapt, filtre liniare realizabile cu fază minimă [6].

Pe baza relației (7.24) s-au elaborat un număr de metode pentru obținerea unor filtre liniare „optime". Toate acestea implică într-un fel sau altul un spectru „diagnostic" presupus $|S_w(f)|$ pentru numărător, pe lîngă funcția spectrală a numitorului $\sqrt{W_{xx}^k(f)}$ determinat empiric sau echivalentul său în domeniul timp, funcția de autocorelație $K_{xx}^{(k)}(t)$.

Deși s-ar părea că $S_w(f)$ ar trebui să fie strîns legat de spectrul undei elementare $W(f)$ nereverberate, necunoscută și posibil variabilă în timp, s-a observat că forma lui $S_w(f)$ este relativ necritică și poate fi descompusă în doi factori:

$$|S_w(f)| = |S_{w1}(f)| \cdot |S_{w2}(f)|. \tag{7.25}$$

Primul factor se folosește ca numărător în ecuația (7.24) în procedeul obținerii fazei minime $\Phi_{\min}(t)$ și de aici a lui Y_{opt}^*. În alte procedee, multe proprietăți ale lui $S_w(f)$ sînt incluse în $S_{w_2}(t)$, folosit în numărătorul ecuației (7.24), pe cînd $S_{w_1}(f)$ se apropie de un spectru trece-tot constant. Sub această formă, ecuația (7.24) se poate rezolva în întregime în domeniul timp cu ajutorul metodelor matriceale [6].

Pe baza raportului amplitudinilor $|S_w(f)|/|W_{kk}^k(f)|$ se cunosc multe procedee numerice pentru aflarea fazei minime care, în corelație cu tehnica transformării Hilbert, au permis stabilirea de operatori de deconvoluție eficienți.

7.3.2.3. *Procedee de dereverberație.* Modelele dependente și independente de structură au permis stabilirea metodelor de filtrare a reverberațiilor marine.

Obișnuit, aceasta se realizează prin proiectarea unui filtru care este inversat ca fază și amplitudine în raport cu filtrul care produce reverberația. Calcularea operatorului de dereverberație se poate realiza prin procedee numerice (prin deconvoluție) cu un număr mare de termeni sau prin procedee analogice, mai puțin eficiente, cu un număr redus de termeni.

a. *Dereverberația prin procedee numerice.* Metodele de filtrare folosite cuprind filtre proiectate în domeniul frecvenței și în domeniul timpului, avînd la bază conceptele discutate anterior.

În continuare se va compara eficacitatea unora dintre aceste metode prin aplicarea lor la un set de trase sintetice care au fost reverberate prin convoluarea lor cu operatori rezultați din unele modele structurale descrise anterior și ilustrate în figura 7.6.

Se vor lua în considerație numai modelele $J=1$, cazul cu un singur fund ($K=1$) și cazul cu două funduri ($K=2$), pe baza unei înregistrări sintetice nereverberate, constînd din patru trase construite în felul următor:

— comun la toate sînt 22 de impulsuri, plasate întîmplător cu polarități și amplitudini conforme pe un interval de timp de 2,4 s. Toate sînt convoluate cu un impuls Ricker de 30 ms.

— ultimele trei trase conțin în plus o serie de impulsuri întîmplătoare necoerente pe cele trei trase, cu o amplitudine medie de 1/3 din cea a evenimentelor importante. În acest fel, ele reprezintă o înregistrare seismică normală, în care nivelul nu cade niciodată la zero între evenimentele importante.

În figura 7.9 se arată aceste trase, spectrele de putere și jumătatea dreaptă a funcției de autocorelație a lor pe o durată de 0,5 s cu indicele de merit „R_{indx}" corespunzător.

Modelul cu o singură interfață ($J=1$; $K=1$). Acest model, clasic pentru prospecțiunea marină, este ilustrat în figura 7.10, în care se pot vedea parametrii luați în considerație și filtrul reverberator al stratului de apă.

Ecuațiile privind aceste mărimi au fost discutate în capitolele anterioare. Trasele reverberate arătate în aceeași figură s-au obținut prin convoluarea traselor sintetice cu operatorul de reverberație rezultat din parametrii modelului.

În figura 7.11 se compară spectrele de putere și funcțiile de autocorelație ale traselor sintetice nereverberate și reverberate. De notat că spectrul de putere rezultat al datelor reverberate este puternic influențat de caracteristica filtrului modelului.

Efectul filtrului reverberației este foarte evident în funcțiile de autocorelație din partea de jos a figurii atît vizual, cît și ca valoarea indicelui R_{INDX}. Calcularea operatorului de dereverberație în cazul acestui model se realizează prin două procedee:

— *procedeul Backus*, care folosește un filtru invers cu un operator cu trei termeni. Procedeul, ilustrat în partea stîngă a figurii (4.7), consideră că datele de reflexie primară trec de două ori prin filtrul stratului de apă, cu funcția de transfer

$$K(\omega) = \left(\frac{1}{1 + R\,e^{-j\omega_{\tau a}}}\right)^2. \tag{7.26}$$

Dacă în înregistrarea semnalului nu apar procese neliniare, prin trecerea datelor prin inversul filtrului indicat de relația (7.26) se poate înlătura efectul acestui filtru. Răspunsul în frecvență a filtrului invers cerut $H(\omega)$ este definit de relația

$$[H(\omega)] \cdot [K(\omega)] = 1, \tag{7.27}$$

de unde

$$H(\omega) = \frac{1}{K(\omega)} = (1 + R\,e^{-j\omega\tau a})^2 \tag{7.28}$$

s-au exprimat în timp

$$h(t) = \delta(t) + 2R\delta(t - \tau) + R^2\,\delta(t - 2\tau) \tag{7.29}$$

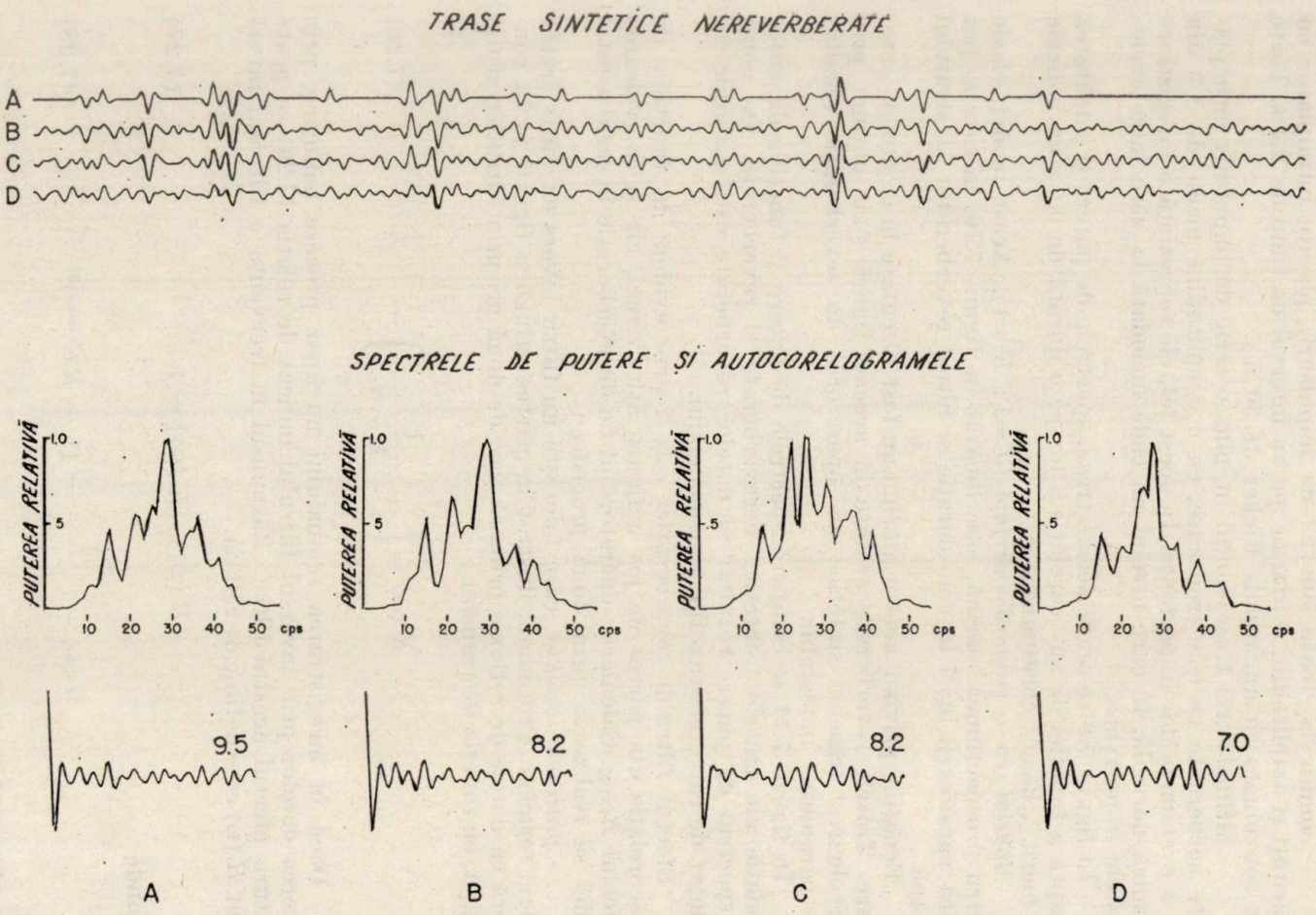
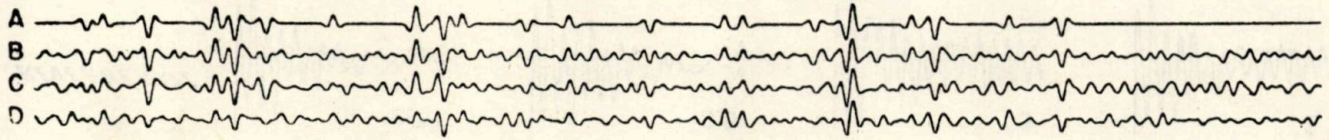
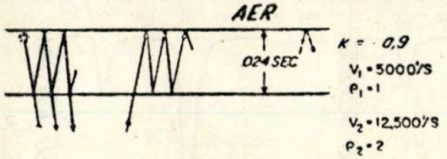

TRASE SINTETICE NEREVERBERATE
A
B
C
D
SPECTRELE DE PUTERE ŞI AUTOCORELOGRAMELE
PUTEREA RELATIVĂ
1.0
.5
10 20 30 40 50 cps
9.5
8.2
8.2
7.0
A
B
C
D

Fig. 7.9

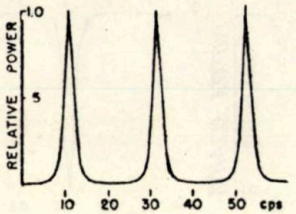
TRASE SINTETIC NEREVERBERATE



MODEL 1 PENTRU J=1 , K=1



SPECTRU DE PUTERE
A
OPERATORULUI DE REVERBERAȚIE



TRASE REVERBERATE MODEL 1

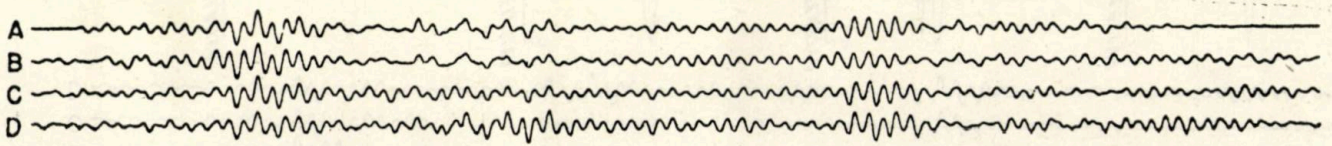


Fig. 7.10

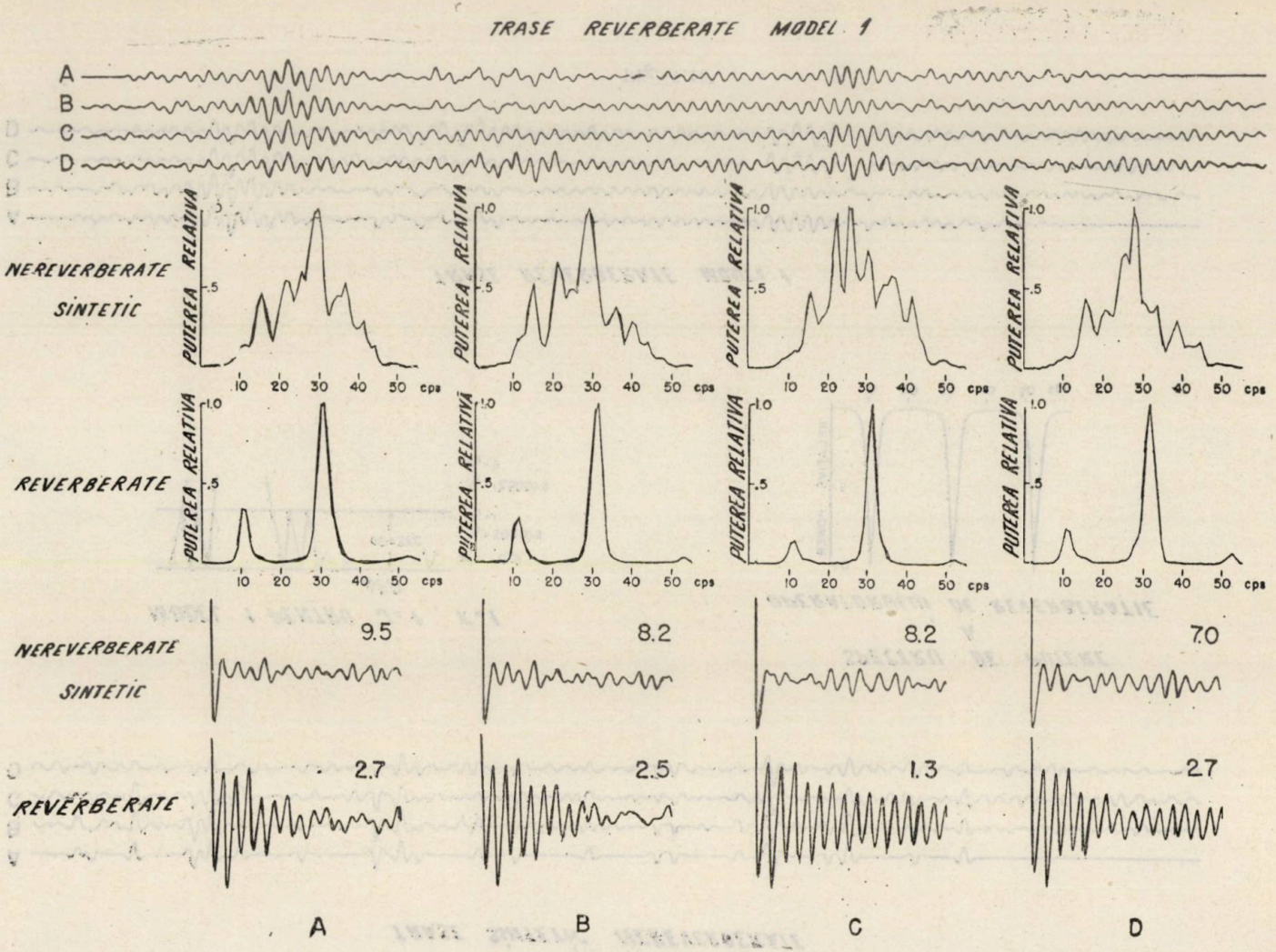

TRASE REVERBERATE MODEL 1
A
B
C
D
NEREVERBERATE SINTETIC
REVERBERATE
PUTEREA RELATIVA
cps
9.5
8.2
8.2
7.0
2.7
2.5
1.3
2.7
A
B
C
D

Fig. 7.11

În figura 7.12 se prezintă datele dereverberate prin o prelucrare dependentă de model, folosind un operator cu trei termeni. Se observă că nici datele dereverberate, nici funcțiile de autocorelație nu sînt perfect concordante cu datele sintetice originale, datorită numărului redus de termeni ai operatorului;

— *procedeul deconvoluției*, cu operatori cu mulți termeni determinați, prin folosirea prelucrărilor independente de model, prin diferite metode. În figura 7.13 se ilustrează eliminarea reverberației printr-un operator de 55 de termeni prin metoda Hilbert-Z, care folosește algoritmul transformatei Hilbert pentru obținerea fazei minime dedus din teoria transformatei Z. De notat că reverberația a fost atenuată aproape complet. Din analiza funcțiilor de autocorelație se observă că aspectul periodic foarte puternic de pe autocorelațiile traselor reverberate este absent în autocorelațiile traselor deconvoluate, care se compară favorabil cu autocorelațiile traselor originale.

În figura 7.14 se prezintă aceleași trase reverberate care au fost supuse dereverberației printr-un operator de 55 de termeni calculat în domeniul timpului prin inversarea matricei autocorelației, urmată de o filtrare de bandă cu fază minimă [6], cunoscut ca operator LSI (*Least Square Inverse*).

De notat că deconvoluția a reușit să elimine aproape complet reverberația. Funcțiile de autocorelație arată indici mai mari decît în prima metodă, ceea ce permite afirmația ca deconvoluția în domeniul timp este mai eficientă.

În figura 7.15 se prezintă un sumar al metodelor, așa cum au fost aplicate la datele sintetice reverberate în acord cu modelul ales. Se observă că prelucrarea în domeniul timpului (LSI) este mai eficientă.

Modelul cu două interfețe ($J = 1$; $K = 2$). Acest model, cu fund dublu, este frecvent întîlnit în prospecțiunea marină. El presupune o viteză mare a fundului al doilea, de exemplu un calcar acoperit de o argilă. În figura 7.16 sînt prezentate informațiile de bază conținute în model, spectrul de putere al operatorului de reverberație și trasele sintetice reverberate. De notat că spectrul de putere al operatorului de reverberație conține numai un vîrf major în banda 0—55 Hz, aflat la aproximativ 20 Hz, mult mai jos decît spectrul formei de undă de bază Ricker utilizată în trasele sintetice.

Acest model particular a fost ales pentru efectul său pe frecvența de bază a datelor. Comparația datelor nereverberate și reverberate evidențiază această schimbare în frecvență de bază conținută.

În figura 7.17 se compară spectrele de putere și funcțiile de autocorelație ale traselor sintetice reverberate și nereverberate. De notat cum spectrul traselor reverberate este influențat de filtrul reverberator. Autocorelațiile, deși nu au un caracter reverberator pregnant, sînt deosebite ca conținut în frecvență și valori ale indicelui de merit R_{indx}.

Rezultatele operației de dereverberație aplicate modelului prin deconvoluție cu operatori cu mulți termeni sînt ilustrate în figura 7.18. Din compararea lor rezultă:

— dereverberația prin metoda Hilbert — Z este acceptabilă, eficientă, dar nu complet satisfăcătoare în reconstituirea conținutului original de frecvențe;

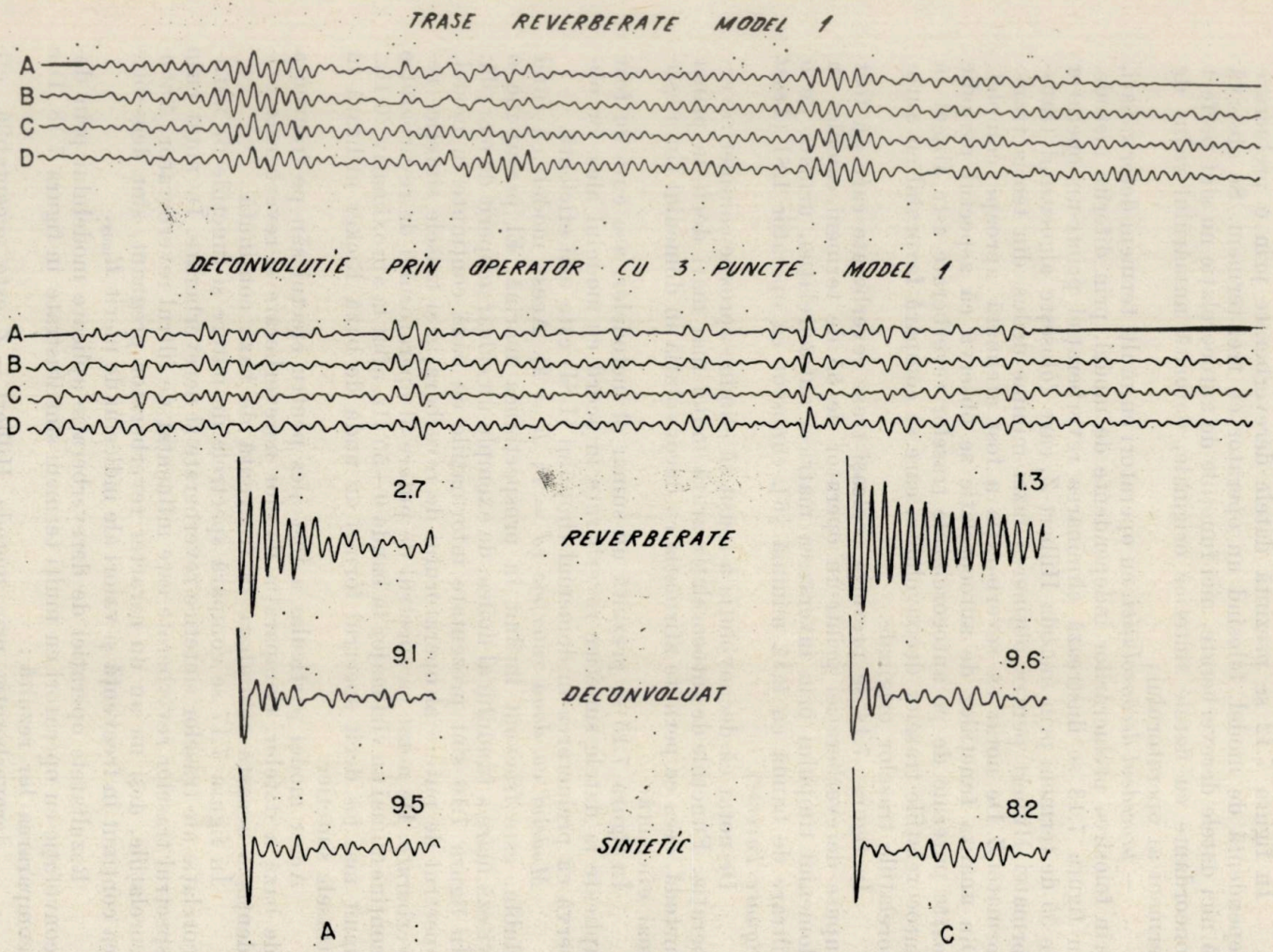
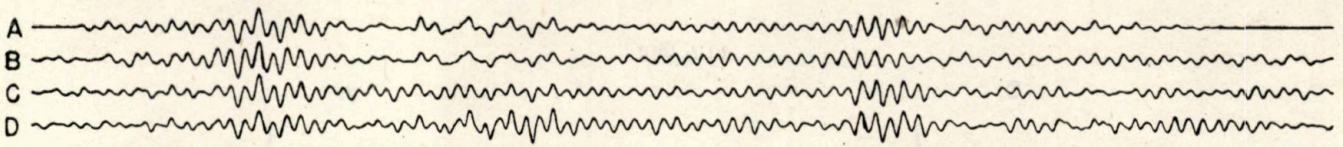
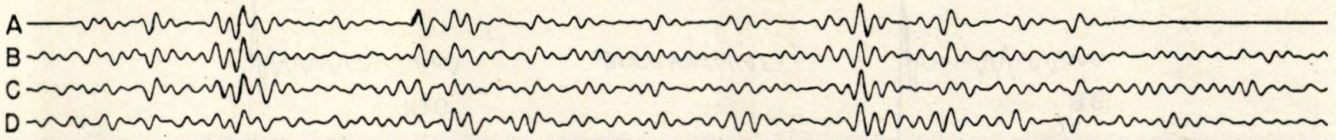

TRASE REVERBERATE MODEL 1
A
B
C
D
DECONVOLUTIE PRIN OPERATOR CU 3 PUNCTE MODEL 1
A
B
C
D
2.7
REVERBERATE
1.3
9.1
DECONVOLUAT
9.6
9.5
SINTETIC
8.2
A
C

Fig. 7.12



DECONVOLUȚIE IN DOMENIUL FRECVENȚEI (HILBERT - Z) PRIN OPERATOR CU 55 PUNCTE



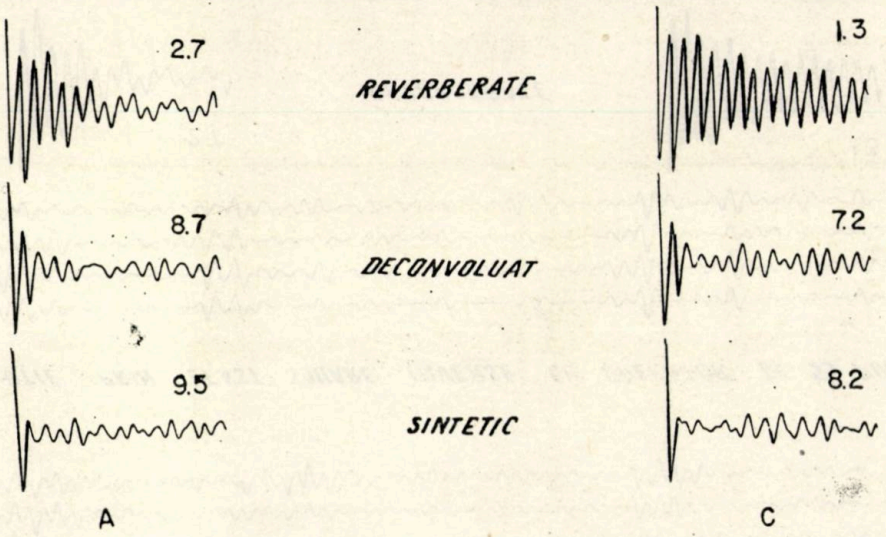
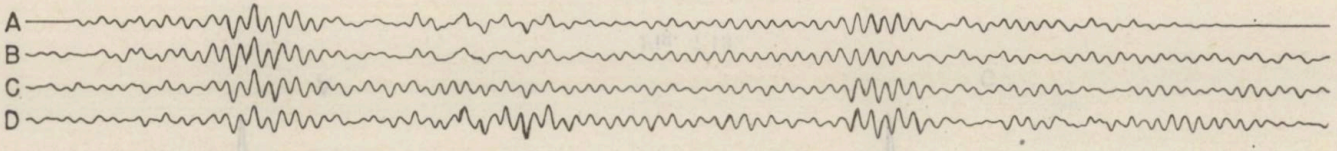


Fig. 7.13

TRASE REVERBERATE MODEL 1



DECONVOLUȚIE PRIN LEAST SQUARE INVERSE CU OPERATOR DE 55 PUNCTE

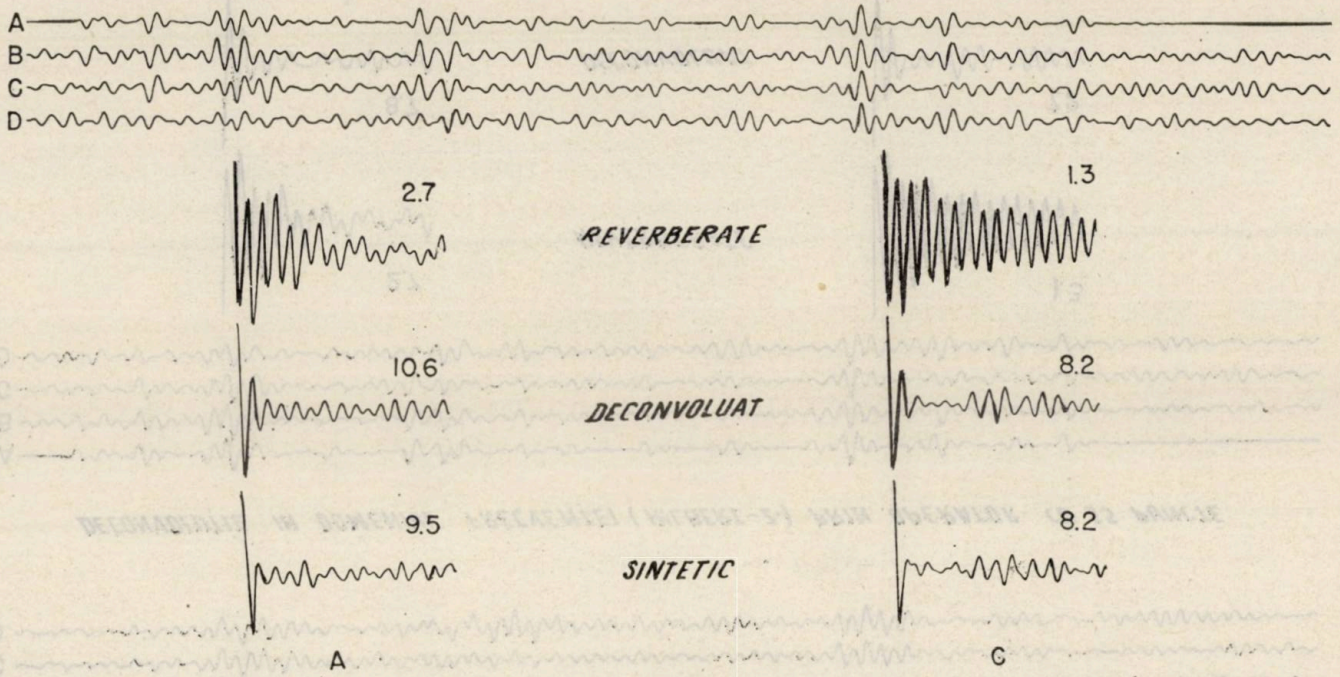


Fig. 7.14

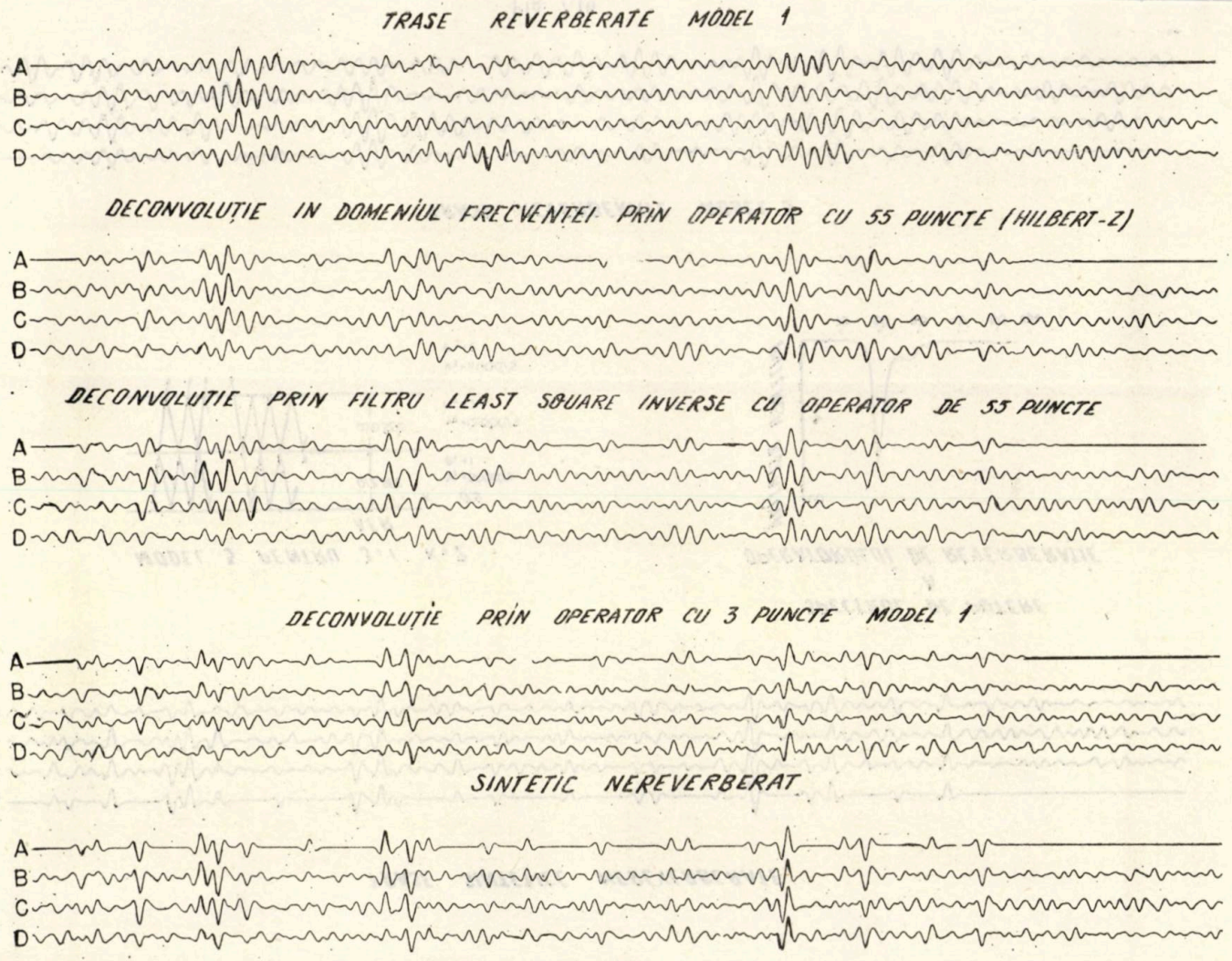
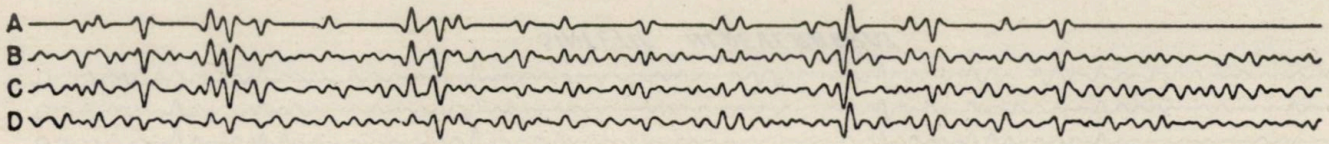
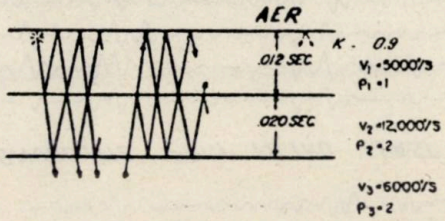

TRASE REVERBERATE MODEL 1
A
B
C
D
DECONVOLUȚIE IN DOMENIUL FRECVENȚEI PRIN OPERATOR CU 55 PUNCTE (HILBERT-Z)
A
B
C
D
DECONVOLUTIE PRIN FILTRU LEAST SQUARE INVERSE CU OPERATOR DE 55 PUNCTE
A
B
C
D
DECONVOLUȚIE PRIN OPERATOR CU 3 PUNCTE MODEL 1
A
B
C
D
SINTETIC NEREVERBERAT
A
B
C
D

Fig. 7.15

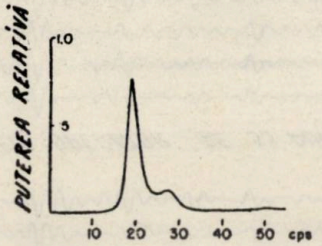
TRASE SINTETICE NEREVERBERATE



MODEL 3 PENTRU J=1 K=2



SPECTRUL DE PUTERE
A
OPERATORULUI DE REVERBERAȚIE



TRASE REVERBERATE MODEL 3

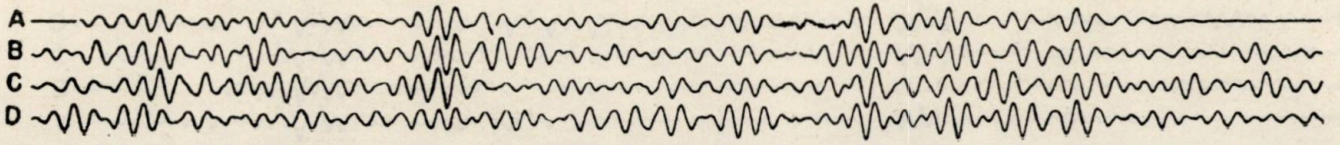


Fig. 7.16

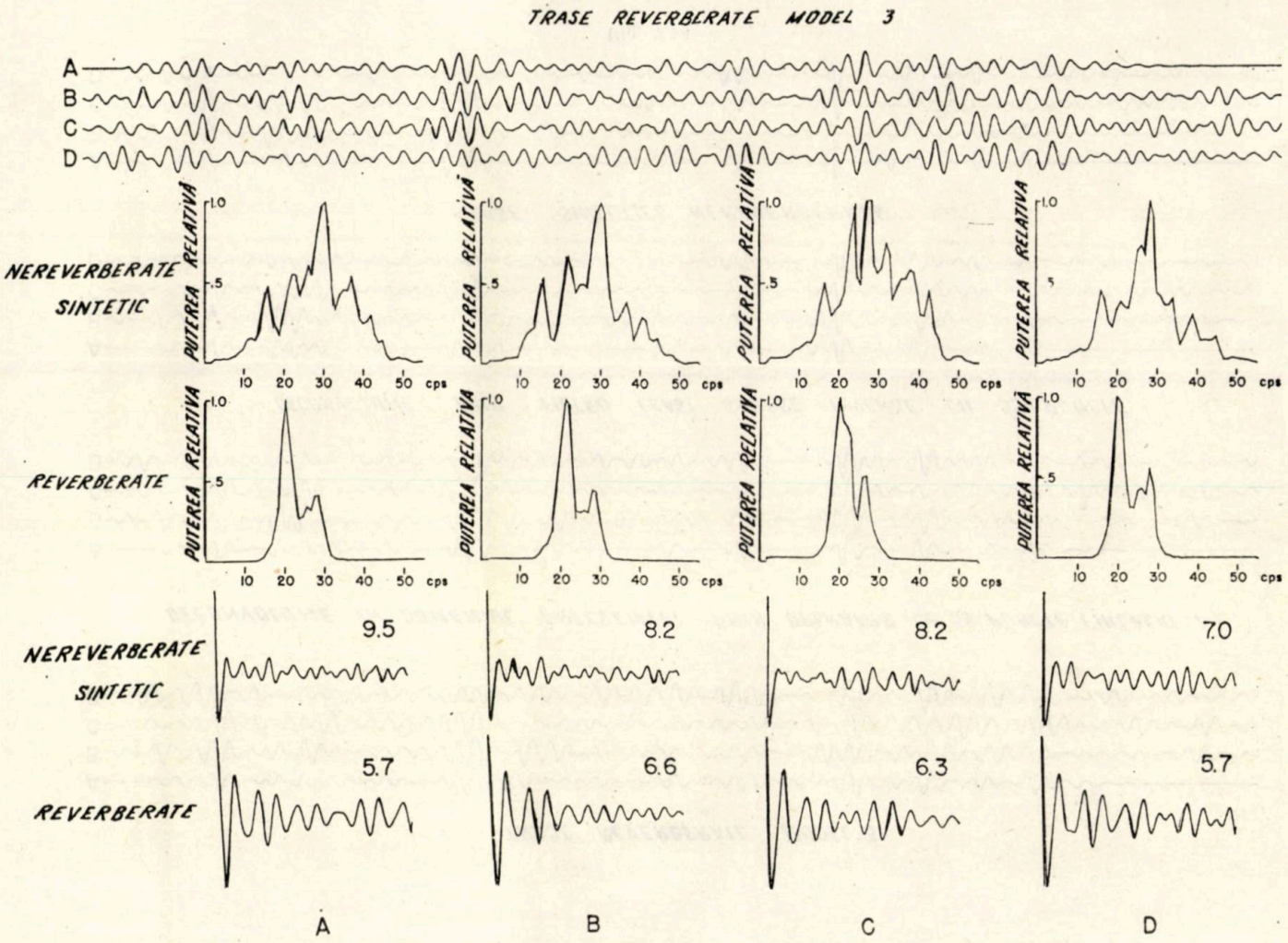

TRASE REVERBERATE MODEL 3
A
B
C
D
NEREVERBERATE SINTETIC
REVERBERATE
PUTEREA RELATIVĂ
1.0
.5
10 20 30 40 50 cps
9.5
8.2
8.2
7.0
5.7
6.6
6.3
5.7
A
B
C
D

Fig. 7.17

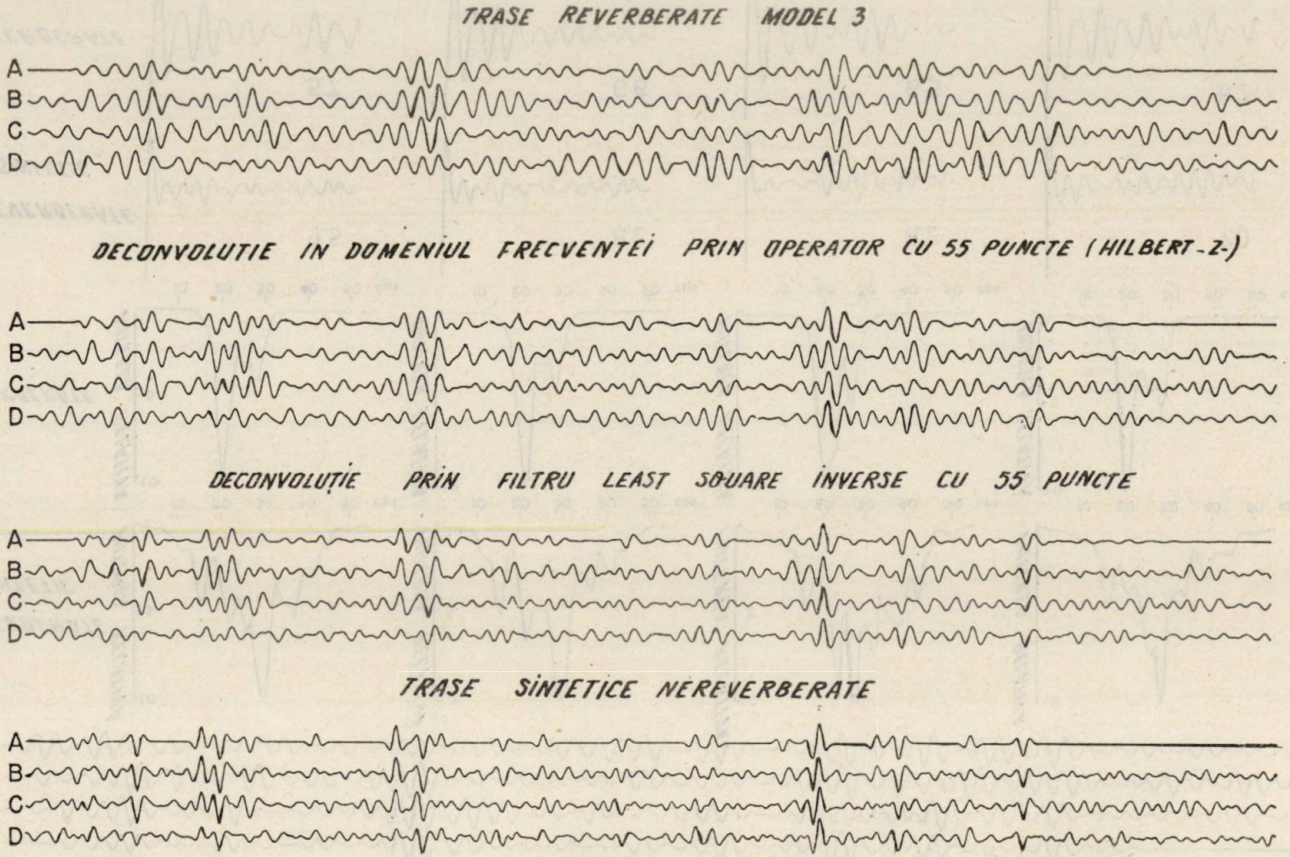

TRASE REVERBERATE MODEL 3
A
B
C
D
DECONVOLUTIE IN DOMENIUL FRECVENTEI PRIN OPERATOR CU 55 PUNCTE (HILBERT-Z.)
A
B
C
D
DECONVOLUȚIE PRIN FILTRU LEAST SQUARE INVERSE CU 55 PUNCTE
A
B
C
D
TRASE SINTETICE NEREVERBERATE
A
B
C
D

Fig. 7.18

— dereverberația în domeniul timp prin metoda LSI este mai eficientă, conținutul în frecvențe fiind mult mai apropiat de cel al traselor originale.

b. *Dereverberația prin procedee analogice.* Folosirea procedeelor analogice pentru înlăturarea reverberației marine reprezintă căi greoaie și dificile. Prin aceste procedee se pot aplica operatori de dereverberație cu un număr redus de termeni (2—3) care dau soluții parțiale. Pentru ilustrarea procedeului se va prezenta metoda folosită în cadrul Institutului francez de petrol de către Damotte care a folosit un operator de dereverberație cu doi termeni de forma unui filtru cu întîrziere.

Acest filtru, aplicat trasei seismice originale, trebuie să satisfacă relația

$$f(t) = g(t) + rg(t - \tau), \tag{7.30}$$

unde

$f(t)$ este trasa filtrată,
$g(t)$ — trasa originală cu reverberații,
$rg(t-\tau)$ — trasa originală decalată cu timpi proporționali cu $g\tau$ afectați de un semn convenabil și ponderați de coeficientul r

Determinarea precisă a parametrilor de filtraj se face pe baza analizei datelor înregistrate, care cuprinde mai multe etape.

Studiul variațiilor Δt, de-a lungul înregistrărilor permite să se facă considerații asupra traseelor de propagare a undelor. Un asemenea studiu este ilustrat în figura 7.19. După variația Δt se pot distinge trei zone:

— *zona cuprinsă între 0 și 1 013 ms*, în care repetițiile cu perioada de 69 ms prezintă Δt-uri descrescînd regulat cu timpul. Creșterea numărului repetițiilor este echivalentă cu parcurgeri din ce în ce mai mari și provoacă descreșterea Δt după legea $V = \text{const.} = 1\,500$ m/s;

— *zona cuprinsă între 1 013 și 1 743 ms*, la începutul căreia sosește o undă reflectată care a traversat sedimentarul de sub fundul marin cu o viteză medie de peste 2 500 m/s, la care corespunde un Δt mai mic. Pînă la 1 743 ms urmează o serie de repetiții cu Δt-uri care par a fi constante, datorită faptului că unda, venind de la orizonturi adînci, ajunge la fiecare trasă urmînd o traiectorie practic verticală cu Δt-uri depinzînd de viteza medie și de timp. Această undă continuă să efectueze duceri și întoarceri în stratul de apă la verticala trasei, ca și cum fiecare trasă ar fi devenit sursa de energie, surse decalate între ele cu Δt-urile primarei;

— *zona de la 1 743 m/s*, unde procesul se reînnoiește prin sosirea altei unde reflectate de la orizonturi mai adînci.

Constanța Δt-ului după sosirile undelor reflectate este aparentă. În realitate, el variază încet. Studiile făcute au arătat că această diferență între Δt-ul orizontului real și cel al primei sale reverberații, notată cu $\delta\Delta t$, depinde de patru parametri: adîncimea apei; lungimea dispozitivului de înregistrare X; timpul de sosire T_1 care este la originea unei serii de repetiții și viteza medie V_m pînă la orizontul ce dă timpul T_1.

Ca un filtraj să fie eficient, trebuie ca perioada de repetiție să fie cunoscută cu o eroare mai mică decît milisecunda. Reiese că eficacitatea

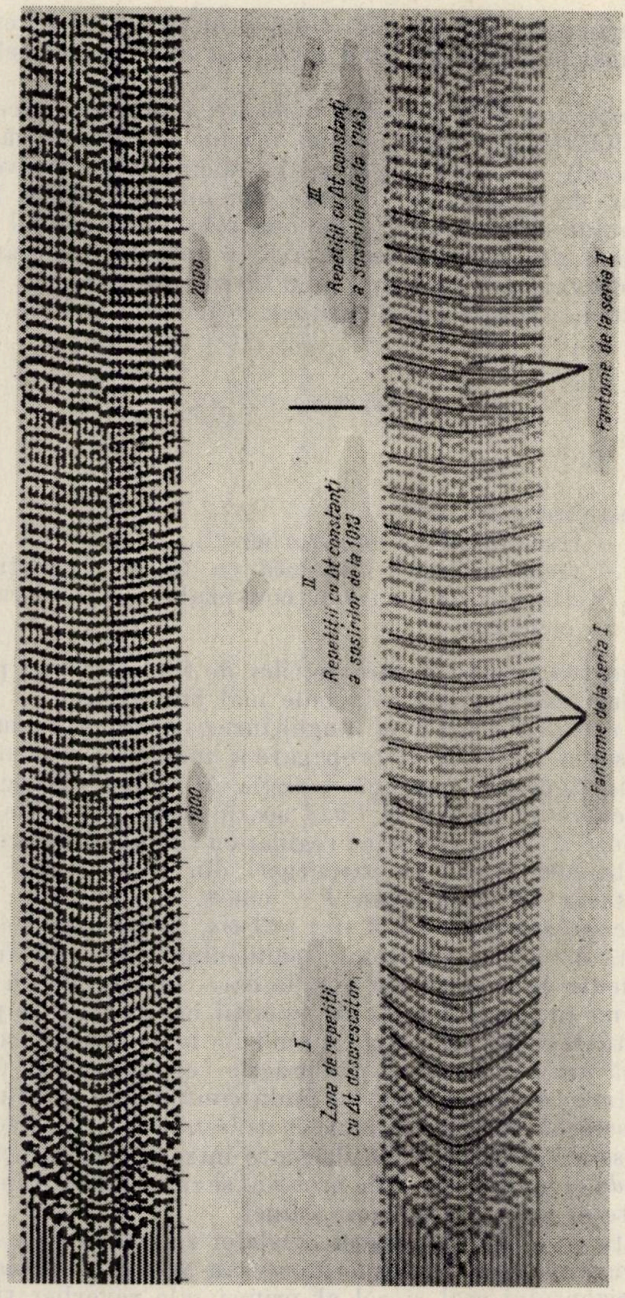


Fig. 7.19. — Studiul Δt pe banda originală 1720.

filtrajului descreşte cu creşterea $\delta\Delta t$-ului. Practic, cînd $\delta\Delta t \leqslant 1$ ms, se poate considera că multiplele unui orizont sînt paralele.

Pe baza acestor analize se poate trage concluzia că pe înregistrările cu reverberaţii puternice şi cu $\delta\Delta t$-uri mai mici de o milisecundă se poate aplica un operator de dereverberaţie elementar, care constă în adiţionarea la fiecare trasă a aceleiaşi trase afectate de semnul convenabil şi întîrziate cu un număr de milisecunde egal cu perioada fenomenului.

Pentru calcularea preciziei necesare în măsurarea perioadei se filtrează aceeaşi înregistrare mai întîi cu întîrzierea determinată din autocorelări, apoi cu întîrzieri de ± 1; 2; 3; milisecunde în jurul valorii găsite, aşa cum se ilustrează în figura 7.20. Se observă că este suficientă o deplasare cu o milisecundă faţă de valoarea exactă pentru ca multiplele să reapară. Deci limita de eroare în determinarea operatorului se estimează la $\pm 0{,}5$ ms.

Studiul raportului semnal/zgomot este obligatoriu, deoarece aplicarea unui asemenea tip de filtraj depinde de valoarea acestui raport. Dacă se notează cu S sosirile seismice, cu $\underline{M}$ sosirile multiple şi cu N sosirile neorganizate, funcţie de valoarea raportului $(S + \underline{M})/N$, înregistrările marine se pot separa în patru categorii:

— $(S + M)/N \gg 1$; $\underline{M} \gg S$, care sînt înregistrări cu reverberaţii puternice din zone cu coeficient de reflexie a fundului ridicat. Pe astfel de înregistrări, analiza fenomenului periodic se poate face direct pe înregistrări;

— $(S + M)/N > 1$; $\underline{M} \simeq S$, înregistrări aparţinînd unui fund marin cu reflectivitate scăzută care determină o serie de reverberaţii ce se amortizează repede. Sînt vizibile un număr mai mare de reflexii reale care interferează cu multiplele sosirilor precedente. Sînt necesare autocorelaţii la fiecare 4—5 împuşcături pentru determinarea exactă a perioadei;

— $(S + M)/N \simeq 1$, reverberaţii vizibile, dar nu se pot corela cu certitudine. Pentru studiul fenomenului sînt necesare autocorelaţii la fiecare înregistrare;

— $(S + M)/N < 1$, sosirile seismice şi multiple, sînt pierdute într-un zgomot neorganizat. Studiul fenomenului se realizează prin autocorelaţii făcute obligatoriu pe fiecare înregistrare la intervale de timp diferite şi pe mai multe trase.

Studiul autocorelaţiilor este esenţial în aplicarea filtrajului prin aceea că permite determinarea cu precizie a perioadei fenomenului. Aceste analize au scos în evidenţă, în zonele cu fund dublu, două fenomene periodice pe aceleaşi înregistrări decalate în timp:

— un sistem de repetiţii cu semn alternant de perioadă T;
— un sistem de repetiţii de acelaşi semn de perioadă T'.

Acest fenomen este ilustrat în figura 7.21, care prezintă trei înregistrări provenind din zone diferite ce evidenţiază o repetiţie de semn alternativ corespunzînd adîncimii apei şi o repetiţie de acelaşi semn cu o perioadă superioară cu 10 ms:

— P.E. 334, $H = 54$ m $+ -$ $= 74$ ms $+ +$ $= 85$ ms;
— P.E. 1707, $H = 45$ m $+ -$ $= 58$ ms $+ + 69$ ms;
— P.E. 5370, $H = 65$ m $+ -$ $= 92$ ms $+ +$ $= 102$ ms.

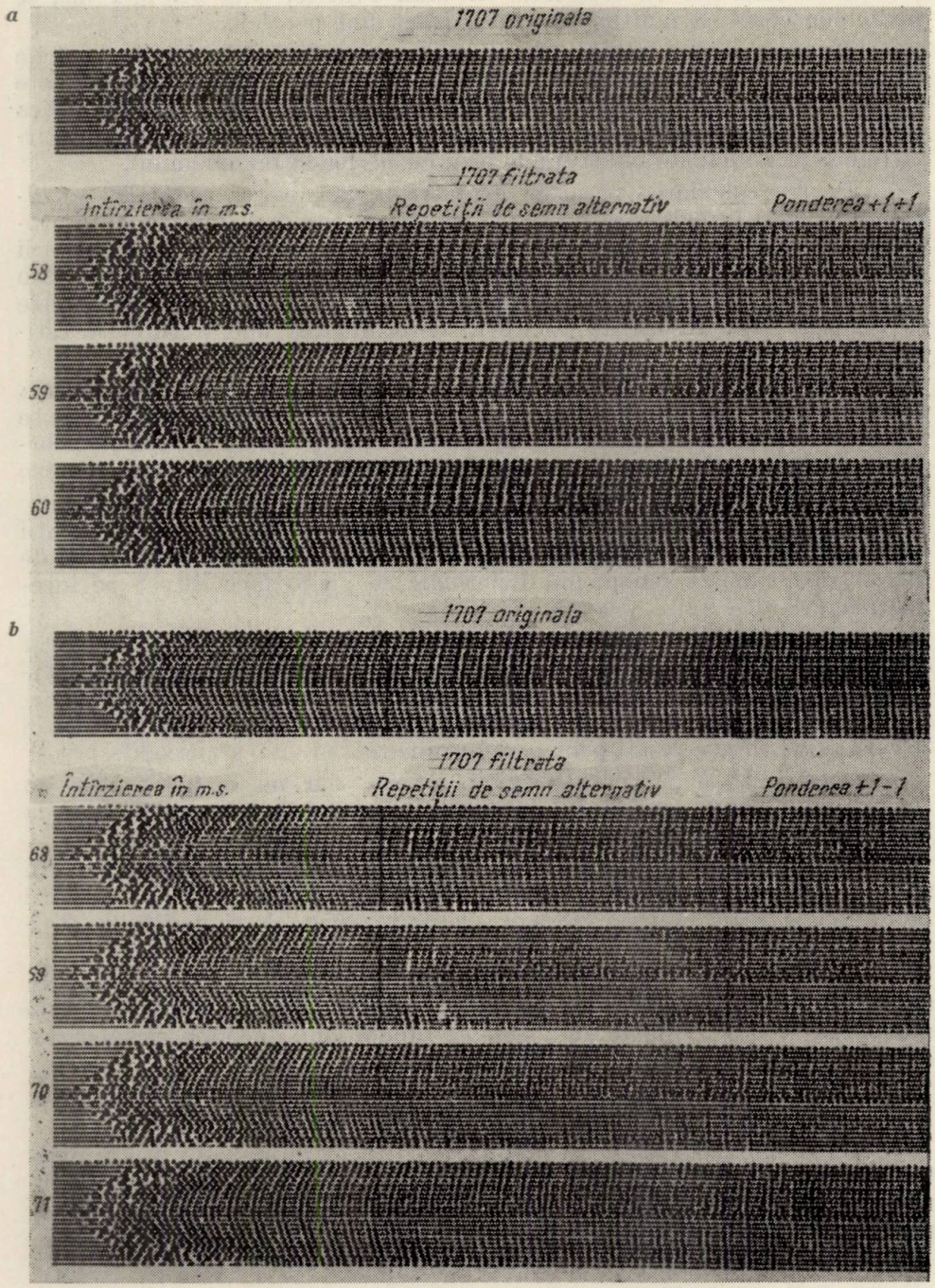
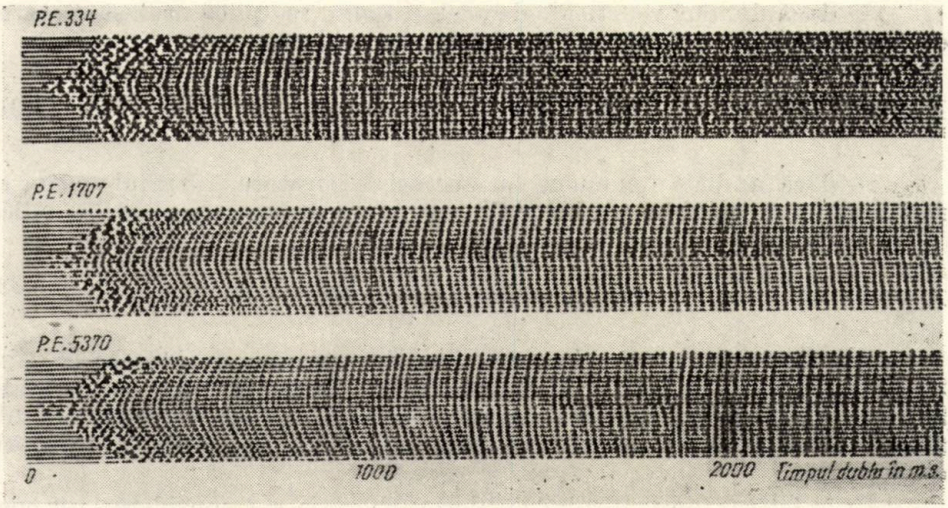


Fig. 7.20 — Studiul întîrzierii benzii 1707 : *a* — repetiții de semn alternativ (filtru electric 18—75 Hz) ; *b* — repetiții de același semn.



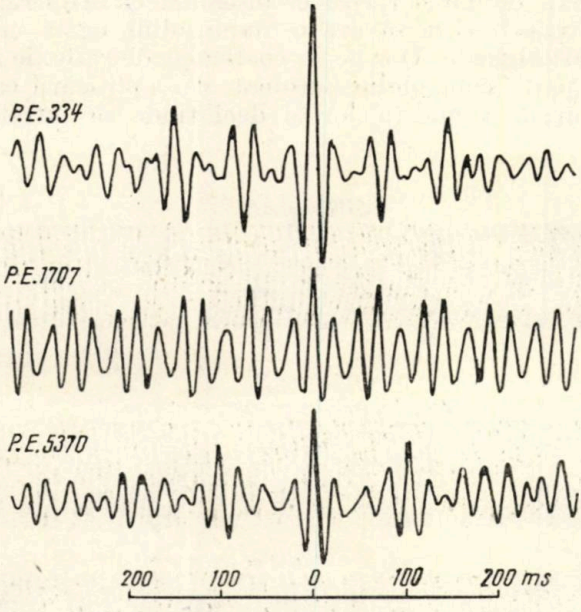


Fig. 7.21. — Studiul semnului repetițiilor.

Aceste analize duc la concluzia că operatorul de dereverberație trebuie ales în funcție de fenomenul periodic care predomină :

— dacă domină repetițiile de semn alternant, care este cazul cel mai general, filtrajul cel mai simplu constă, așa cum s-a văzut, din însumarea fiecărei trase cu aceeași trasă decalată cu o perioadă, adică

$$f(t) = g(t) + g(t - T);$$

— dacă domină repetiţiile de acelaşi semn, se aplică acelaşi operator cu întîrziere corespunzătoare perioadei lor, adică

$$f(t) = g(t) + g(t - T'); \tag{7.31}$$

— dacă ambele fenomene au aceeaşi intensitate, filtrajul optim se realizează prin combinarea celor doi operatori cu aceeaşi pondere, adică

$$f(t) = g(t) + \tfrac{1}{2}g(t - T) - \tfrac{1}{2}g(t - T'). \tag{7.32}$$

Rezultatul aplicării celor trei filtraje pe aceeaşi trasă este ilustrat în figura 7.22, iar funcţiile de autocorelaţie corespunzătoare sînt arătate în figura 7.23. După funcţiile de autocorelaţie se observă că numai filtrajul dublu ponderat realizează atenuarea completă a ambelor categorii de repetiţii.

În aplicarea operatorului de dereverberaţie s-a considerat un coeficient de reflexie de 0,9 şi 1, ceea ce înseamnă că în operatorul cu doi termeni utilizat trasa întîrziată are o amplitudine egală cu 9/10 şi 10/10 din cea a trasei originale. Dar acest coeficient de reflexie ridicat se datoreşte în mare parte controlului automat al amplificării care diminuează atenuarea naturală a multiplelor şi deci tinde să întreţină fenomenul periodic.

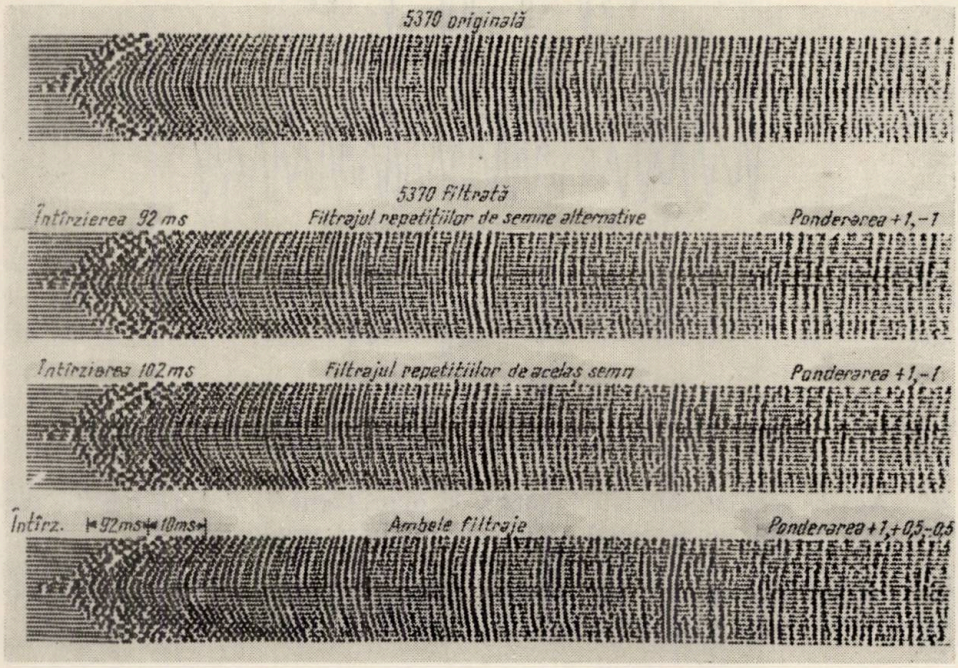


Fig. 7.22. — Diferite filtraje pe banda 5370. Filtru electric 18—92 Hz.

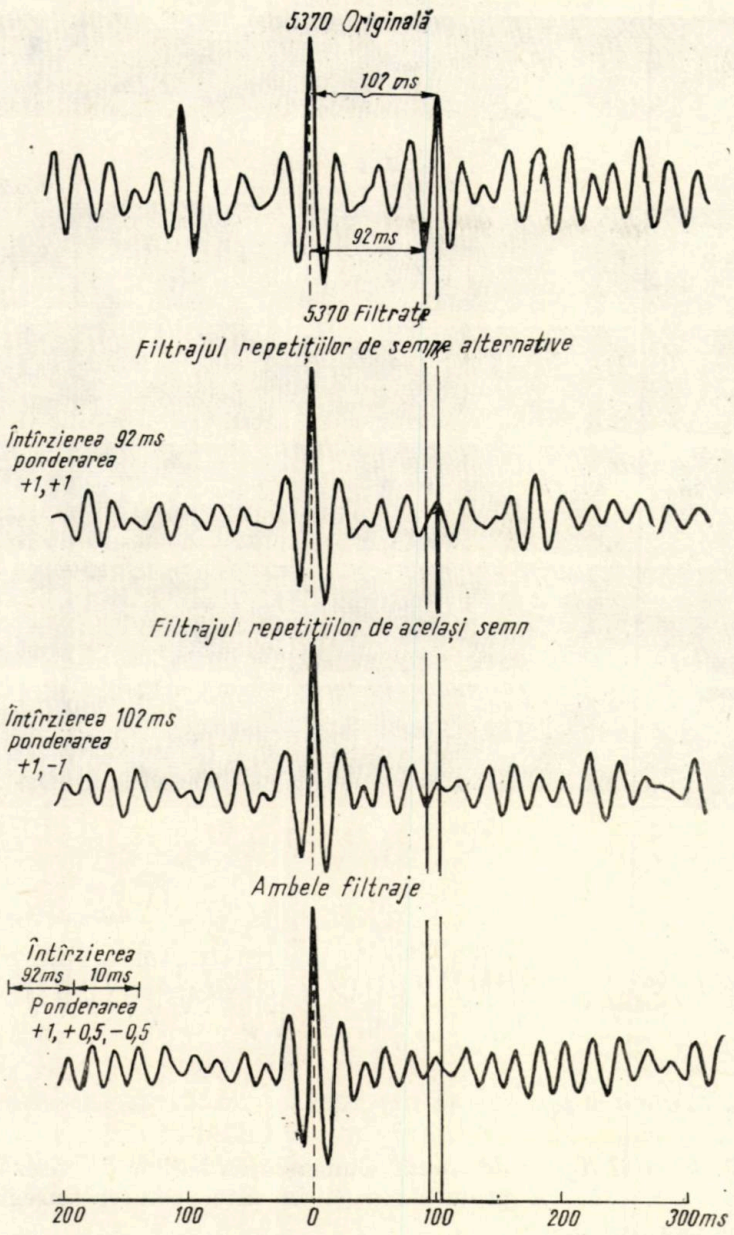


Fig. 7.23. — Autocorelațiile filtrajelor benzii 5370.

Experiențele făcute și ilustrate în figura 7.24 și 7.25 arată efectul ponderării pe o înregistrare cu repetiții de semn alternativ de perioadă egală cu 92 ms. Se observă o atenuare progresivă a repetițiilor pe măsură ce ponderea tinde să devină egală ca valoare absolută.

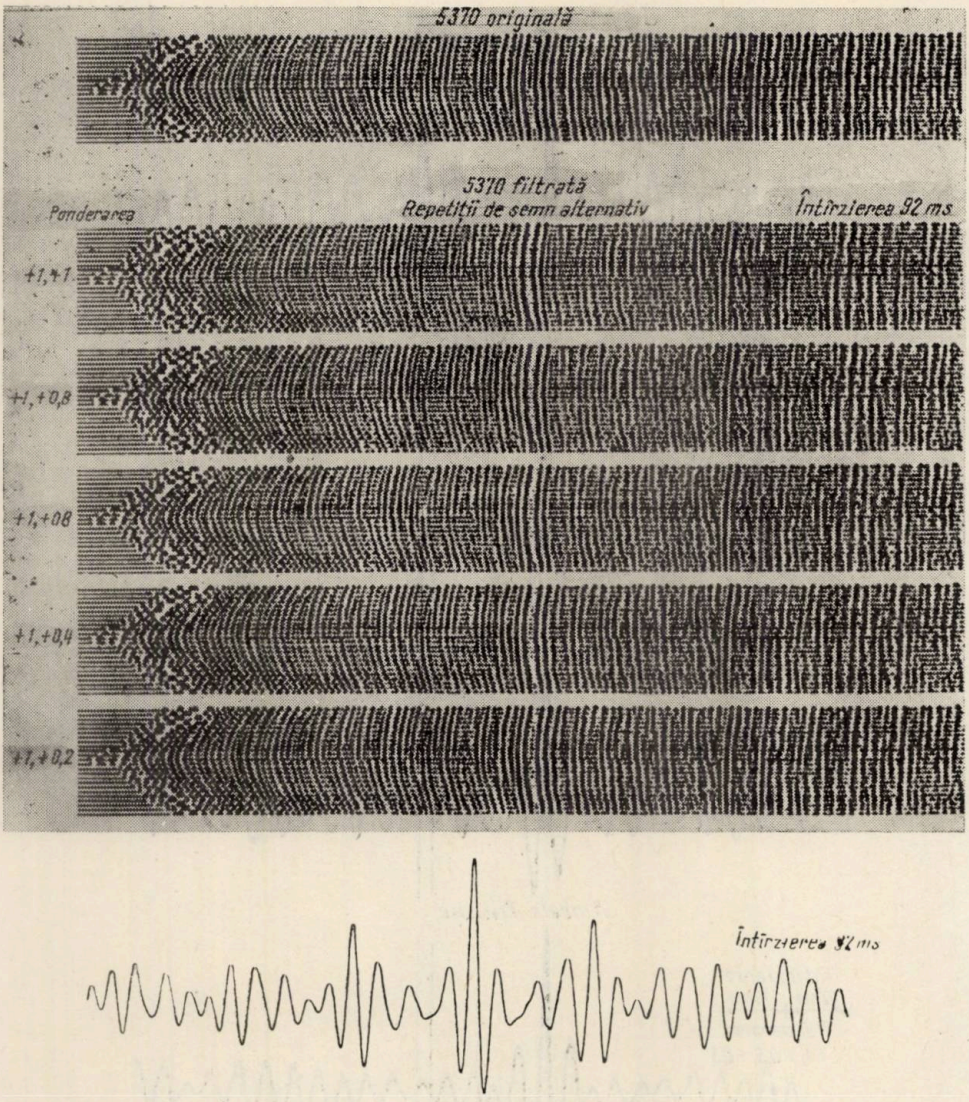


Fig. 7.24. Studiul ponderării pe traşa 5370 şi — Funcţia de autocorelaţie.

7.3.3. *Studiul legilor de viteză.* Cunoaşterea legilor de viteză are un rol foarte important în prelucrarea şi în interpretarea înregistrărilor marine.

Utilizarea unui calculator numeric cu memorie şi cu viteză mare în conexiune cu procedeele statistice permit determinarea automată a vitezei corecte într-o zonă dată. Pentru aceasta se pleacă de la datele seismice de acoperire multiplă. Se face intercorelarea în tre trasele adiacente pentru mai multe intervale de timp. Operaţia se face pentru mai multe înregistrări consecutive şi toate funcţiile de corelare care au fost calculate por-

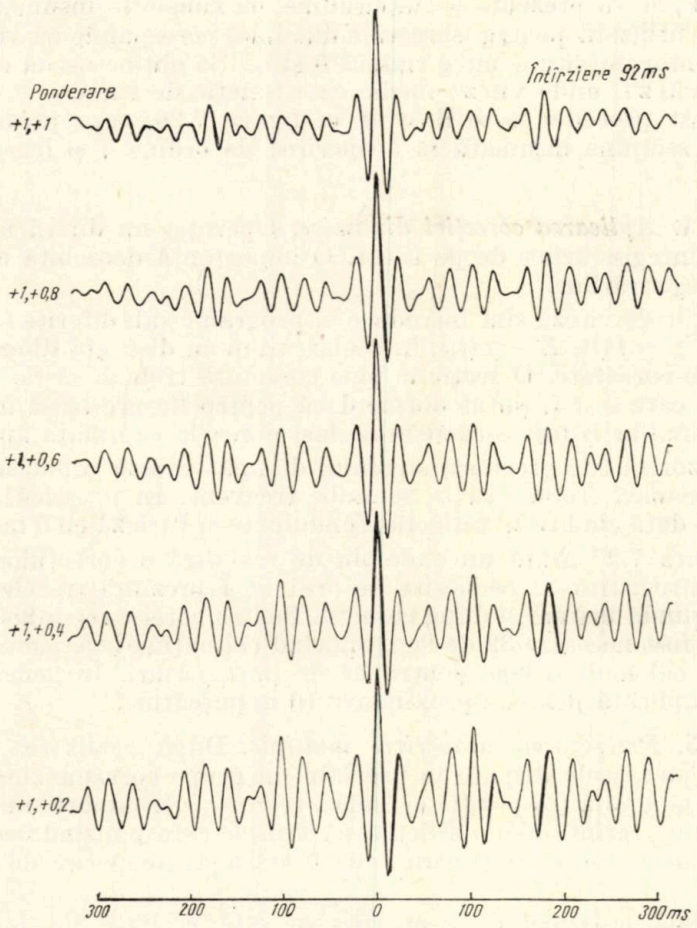


Fig. 7.25. — Autocorelațiile benzii filtrate 5370.

nind de la trase cu același interval între ele sînt însumate. Din aceste corelații însumate se determină decalajul de timp care reprezintă corecția cinematică. Cunoscînd funcția de viteză folosită inițial, distanța dintre trase și corecțiile cinematice reziduale, este posibil să se calculeze valoarea corectă a vitezei. Folosind mai multe intervale de timp, se determină variația vitezei cu adîncimea.

O altă metodă utilizată curent pornește tot de la datele de acoperire multiplă, puse în poziția de însumare după ce s-au dereverberat. Dacă semnalele sînt corect în fază înainte de însumare, suma lor are amplitudinea maximă.

Se consideră un grup de împușcături cu trasele de însumat în poziție „oglindă" și se corectează cu viteze constante în pași de 100 m/s de cîte ori este necesar. Se realizează apoi însumarea.

Dacă gama vitezelor este destul de întinsă și pasul destul de mare, o reflexie sosită la timpul t_i va fi obligatoriu bine corectată cu una dintre

vitezele V_i și va prezenta o amplitudine maximală la însumare. Această viteză V_i utilizată pentru corecțiile dinamice corespunde cu viteza medie a sedimentarului situat între timpul 0 și t_i. Se obține astfel o expresie a legii de viteză, unde viteza medie este funcție de timp.

Acest procedeu este ilustrat în figura 7.26, care prezintă o porțiune de secțiune însumată în acoperirea de ordine 4 și legea de viteză dedusă.

7.3.4. *Aplicarea corecției dinamice.* Operația nu diferă față de prelucrarea înregistrărilor de pe uscat. O importanță deosebită o are corectarea înregistrărilor.

Legile de viteză sînt introduse în programe sub diferite forme ($\Delta t = f(t)$, $V_m = f(t)$, $Z = f(t)$), în același timp cu distanța diferitelor trase ce trebuie corectate. O secțiune bine corectată trebuie să fie identică cu secțiunea care s-ar fi putut obține dacă pentru fiecare trasă împușcătura și hidrofonul ar fi fost așezate în același punct la suprafața apei.

În zone unde grosimea stratului de apă variază rapid, legea de corecție dinamică trebuie să se schimbe frecvent. În practică se schimbă de fiecare dată cînd Δt-ul reflecției fundului apei variază cu 5 ms.

Figura 7.27 arată un exemplu de realizare a corecțiilor dinamice. Profilul înregistrat în acoperire de ordinul 4 prezintă trasele așezate în poziția oglindă înainte și după corecții. Pentru corectarea a 280 de împușcături au fost necesare 32 de legi, aplicînd cel puțin o lege pentru o împușcătură și cel mult o lege pentru 44 de împușcături. În general, aceeași lege este aplicată pentru aproximativ 10 împușcături.

7.3.5. *Prelucrarea acoperirii multiple.* După realizarea corecțiilor dinamice pe trasele dispuse în prealabil în grupe corespunzînd la același punct de pe limită (în poziție oglindă), realizarea însumării în acoperirea multiplă nu prezintă nici o dificultate. Trasele corespunzînd fiecărei grupe sînt adiționate automat pentru a da o trasă de acoperire de un anumit ordin.

Ordinul maximal de acoperire nu este realizat de la începutul înregistrărilor, ci se obține progresiv în timp. Aceasta din două motive :

— pentru corectarea dinamică, trasele depărtate de punctul de împușcare trebuie „întinse". Amploarea acestei „întinderi" este maximală pentru trasele depărtate ale reflexiilor ce sosesc la timpi mici, făcînd ca perioada lor să crească pînă la dublare. În acest caz, însumarea de trase de la diferite distanțe devine aberantă, fapt ce determină luarea lor la însumare numai din momentul în care semnalele nu suferă o distorsiune prea mare ;

— oricare ar fi sistemul de generare, raportul semnal/zgomot și frecvența medie se diminuează cu creșterea timpului. Aceasta face să nu fie necesară acoperirea multiplă la timpii mici, unde reflexiile sînt în general bine marcate.

În final se realizează o acoperire „multiplă *progresivă*". Primele sosiri sînt în acoperire simplă sau dublă, după care ordinul acoperirii crește cu timpul pentru a deveni maxim îndată ce valorile corecțiilor devin mici.

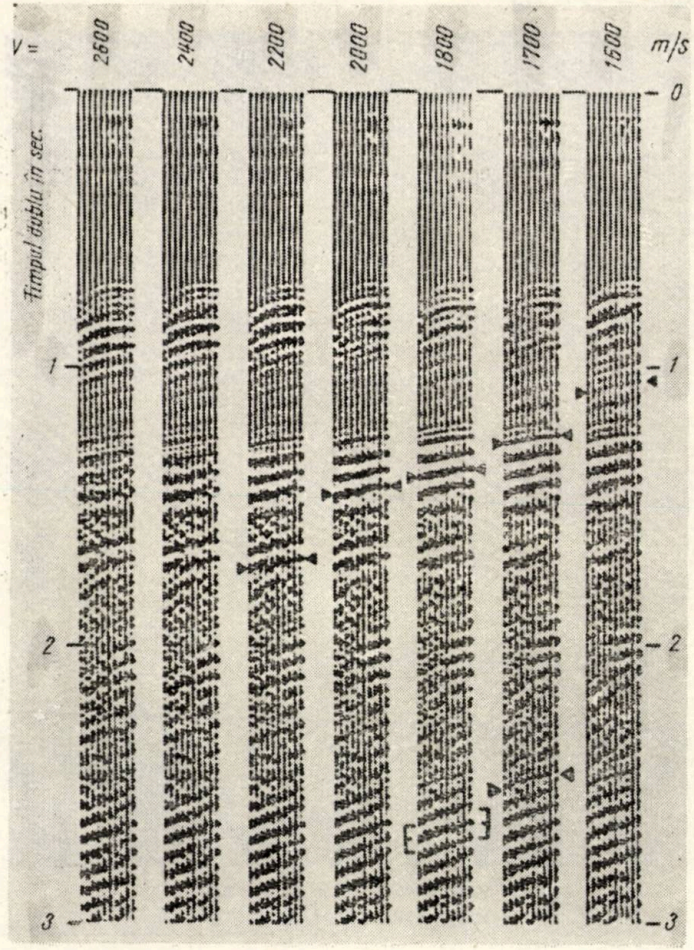
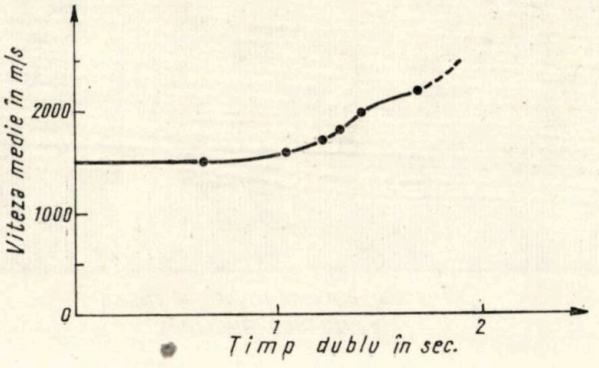


Fig. 7.26. — Determinarea legii de viteză prin corectarea succesivă a vitezei constante după însumarea traseelor de acoperire multiplă.



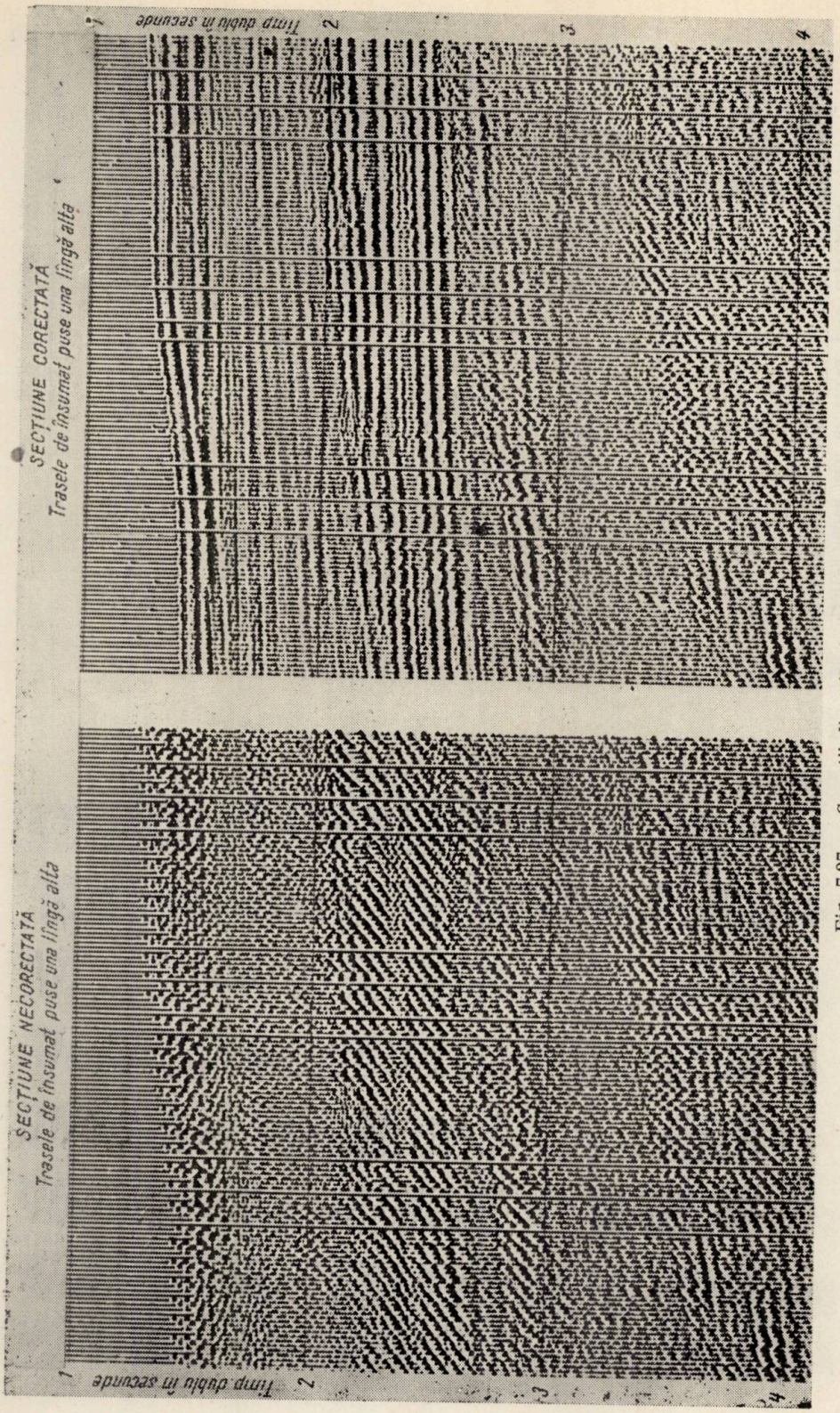

SECȚIUNE NECORECTATĂ
Trasele de însumat puse una lîngă alta
Timp dublu în secunde
SECȚIUNE CORECTATĂ
Trasele de însumat puse una lîngă alta
Timp dublu în secunde

Fig. 7.27. — Corecții dinamice în apa adîncă.

7.3.6. *Deconvoluția.* În afara folosirii pentru atenuarea reverberației marine despre care s-a vorbit, deconvoluția se aplică pentru reducerea duratei impulsului și balansarea frecvențelor de la o înregistrare la alta.

Reducerea duratei impulsului. În procesul de propagare, impulsul generat de o explozie suferă o îngustare a benzii de frecvență. Ca rezultat apare o mărire a duratei impulsului, ceea ce duce la înrăutățirea rezoluției secțiunilor seismice. Din cauza creșterii duratei impulsurilor recepționate nu este posibilă urmărirea unor strate de grosime mică sau a efilărilor.

Aceste inconveniente se pot înlătura prin folosirea unui operator corespunzător de deconvoluție, care are ca scop compensarea frecvențelor atenuate în procesul de propagare, deci procedeul constă în modificarea spectrului de frecvențe al trasei originale așa încît să se restituie fiecărei frecvențe înregistrate o importanță relativ egală în spectrul trasei deconvoluate. Se lărgește banda de frecvență a spectrului semnalului emis de sursă. Noul spectru corespunde atunci, în funcție de timp, unui impuls mult mai scurt și gradul de rezolvare a secțiunii se îmbunătățește.

Figura 7.28 arată un exemplu de contracție a impulsului. Se observă că pe secțiunea originală există numeroase puneri în fază provocate de un impuls cu mai multe sinfaze în special sub fundul apei și între 2 și 2,6 s unde nu se distinge în mod special nici un orizont. După corecția impulsului prin deconvoluție, reflexia fundului apei nu mai are decît un singur arc și apar distinct orizonturi între 2 și 2,6 s. Se poate aprecia chiar o falie care afectează orizontul, la 2,5 s, deși hiperbola de difracție a fost atenuată.

Balansarea frecvențelor. Adesea în practica lucrărilor se constată variații importante în ceea ce privește spectrul de frecvențe al înregistrărilor succesive. Această situație are ca efect corelarea dificilă a undelor în cazul unor secțiuni cu acoperire simplă, conducînd în același timp la rezultate nesatisfăcătoare în cazul folosirii acoperirii multiple. Prin balansarea frecvențelor se obține o uniformizare a spectrelor de frecvență de la o înregistrare la alta, înlăturîndu-se inconvenientele amintite.

7.3.7. *Corecții compensatoare ale stratului de apă.* Pe multe înregistrări marine se observă că orizonturile reflectatoare urmează variațiile topografice ale fundului apei. Pentru ca un orizont să fie prezentat sub forma sa reală trebuie ca stratele care-i sînt suprapuse să fie asimilate cu un teren omogen cu o viteză apropiată de viteza medie corespunzătoare.

În general este deci necesar să se înlocuiască stratul de apă cu un strat cu viteză mai mare, vecină cu viteza medie găsită deasupra orizontului ce trebuie corectat.

O bună aproximație a acestei corecții constă în înlocuirea stratului de apă cu un strat cu viteză de 2 000 m/s. Această valoare corespunde valorii medii găsite în primele sute de milisecunde sub fundul apei.

7.3.8. *Filtrajul în frecvență. Nivelarea amplitudinilor.* Informațiile seismice, după ce au suferit integral sau parțial tratările enumerate, sînt redate sub formă de secțiuni de timp realizate într-una din formele cunoscute de prezentare în suprafață sau densitate variabilă sau o combinație a lor.

Pentru ca fiecare secțiune să fie omogenă în prezentare din punctul de vedere al spectrului benzii de trecere și al reglării amplitudinilor, înaintea redării secțiunilor se procedează la aceste tratări.

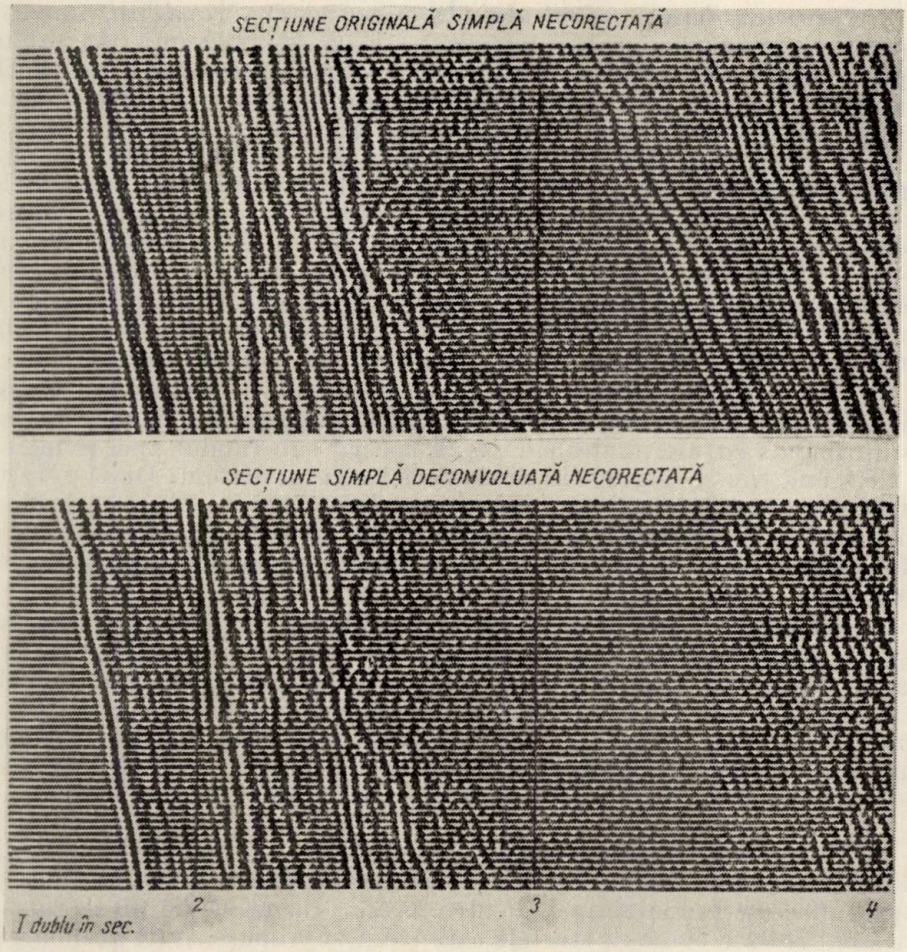


Fig. 7.28. — Contracția impulsului prin deconvoluție.

Filtrajul în frecvență. Această tratare constă în a lăsa să treacă numai frecvențele cuprinse într-o anumită bandă, care poate să fie sau nu aceeași de-a lungul unei trase.

Dat fiind faptul că semnalele au frecvențe din ce în ce mai joase pe măsură ce timpul crește, pentru a se respecta în același timp frecvențele înalte ale orizonturilor de suprafață și frecvențele joase ale orizonturilor profunde ar trebui folosite benzi de trecere largi. Acest fapt ar avea ca efect adăugarea la suprafață a zgomotului de joasă frecvență și în adîncime a zgomotului de înaltă frecvență.

Pentru a atenua acest inconvenient se urmărește realizarea variației progresive în timp a lărgimii și a frecvenței centrale a benzii de trecere.

În general, pe platforma continentală secțiunile sînt filtrate la suprafața cu benzi de la 20, 30 Hz la 50,60 Hz în timp ce spre 3 s banda de trecere nu este mai mare de 50—20 Hz. În acest mod, raportul semnal/zgomot este maximal oricare ar fi timpul.

Nivelarea amplitudinilor în timp și distanță. După aplicarea filtrajului de frecvență variabil în timp, amplitudinea de-a lungul trasei în mod obișnuit nu mai este regulată. Apare deci necesitatea aplicării unui program destinat să compenseze aceste diferențe de amplitudine de-a lungul fiecărei trase.

În plus, deoarece nu toate trasele unei înregistrări sau ale unui grup de înregistrări acționează la fel la diferite prelucrări, se impune aplicarea programelor de egalizare a amplitudinilor pe distanțe mai mari.

În final se obține o secțiune ale cărei amplitudini sînt omogene în timp și spațiu.

7.3.9. *Tratări complementare.* În afara tipurilor de prelucrare descrisă apar situații cînd se impun tratări complementare. Dintre acestea, mai frecvent utilizat este filtrajul în viteza aparentă, cunoscut și sub numele de filtraj în evantai.

Cînd pe înregistrări apar unde cu același conținut în frecvențe și care sosesc la timpi foarte apropiați, separarea lor prin filtre de frecvență nu este posibilă. În această situație se poate obține o separare bună dacă se folosește o altă particularitate care deosebește undele. Această particularitate este viteza aparentă.

Filtrul de viteză elimină toate aliniamentele avînd o înclinare dată pe o secțiune sau, invers, poate favoriza aliniamentele într-o direcție determinată.

Acest filtraj se poate face numeric pe calculator printr-un procedeu mai rafinat care folosește unele concepte de teorie a informației și corelogramele traselor, dar și într-un mod mult mai simplu și foarte rapid cu ajutorul unui filtru optic. Un exemplu al acestei ultime tratări este arătat în figura 7.29. Se vede clar pe secțiunea originală o primă sosire multiplă foarte energică înclinată la 20°, apoi o a doua mai slabă, înclinată cu 30°, și cîteva sosiri-fantomă, cu a treia sosire către 1,81 s. Reflexii orizontale utile există de o parte și de alta a acestor sosiri multiple. Filtrajul optic a constat în suprimarea tuturor aliniamentelor a căror pantă este cuprinsă între 19 și 29°, ceea ce a favorizat urmărirea clară a reflexiilor utile.

7.4. Organizarea procesului de prelucrare într-un centru de calcul

Realizarea practică a analizelor și a tipurilor de prelucrare descrise cu ajutorul calculatorului nu este încă complet automatizată, ea necesitînd intervenția unui personal specializat pentru programarea parametrilor de tratare și a urmăririi procesului de prelucrare.

În tabela prezentată în figura 7.30 se arată partea de lucru ce revine personalului specializat în prelucrare, precum și organizarea acestui lucru.

Diferitele programe de care se dispune se pot împărți în două categorii :

— programe de tratare, despre care s-a discutat ;

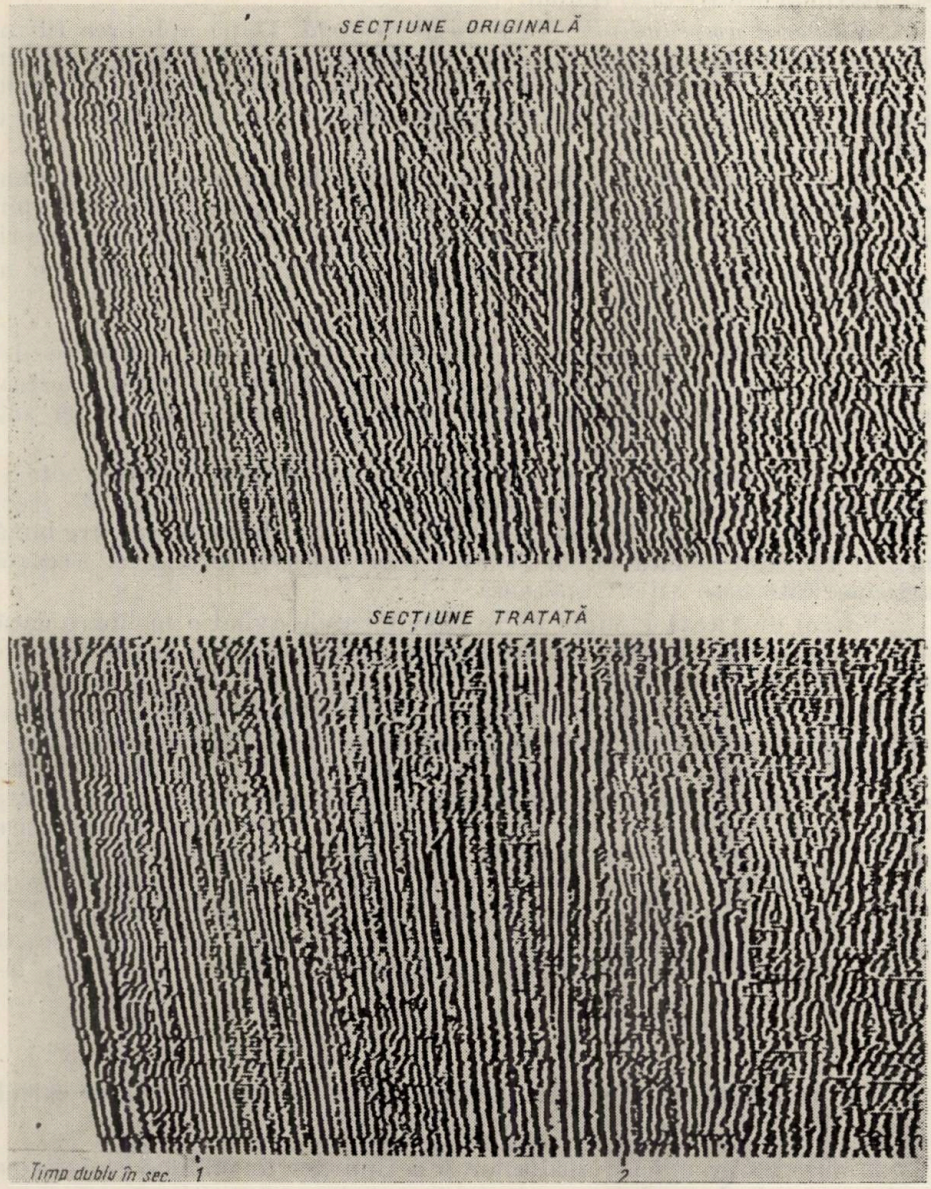


Fig. 7.29. — Tratament optic al înregistrărilor marine.

— programe de organizare.

Programele de organizare au scopul de a pregăti datele seismice în vederea tratării. Ele sînt de două feluri :

— o primă categorie sortează ca număr și calitate înregistrările brute făcute pe vas, putînd înlocui anumite trase cu zgomot, schimba polaritățile greșite etc.;

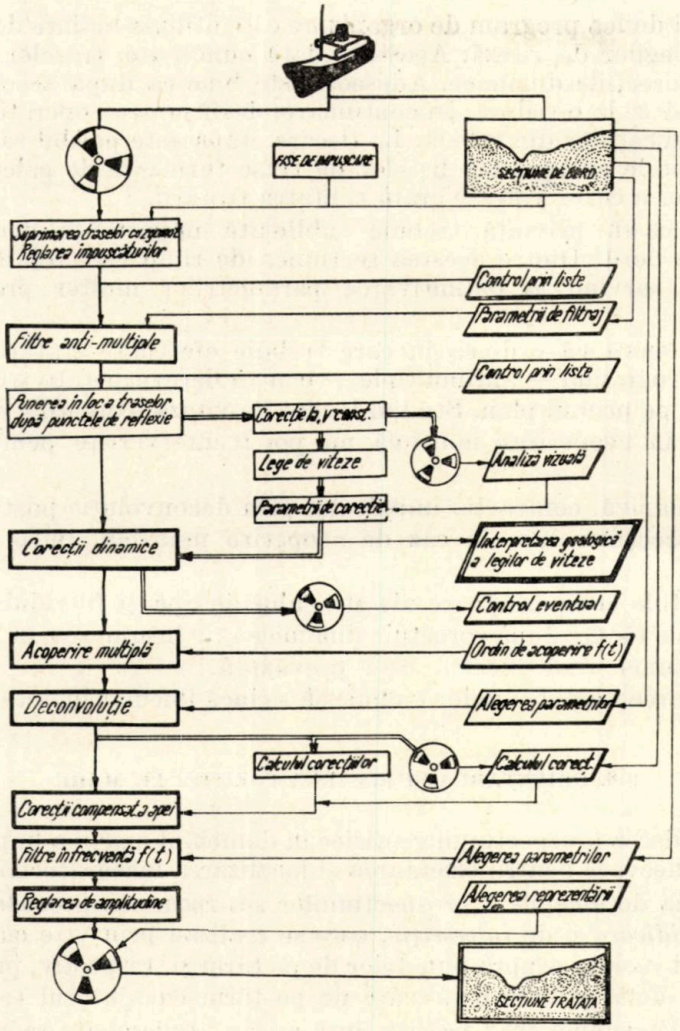


Fig. 7.30. — Succesiunea programelor de tratare a informației seismice marine.

— cealaltă categorie este destinată să modifice amplasamentul traselor, deci să le trieze. Se utilizează astfel de programe pentru a dispune trasele în „poziție-oglindă" pentru studiul de viteze și însumări, precum și pentru selectarea traselor distanțate la fel în vederea realizării secțiunilor simple.

Pe tabela din figura 7.30 se vede că informația trece printr-un prim program de organizare. Examinarea atentă a documentelor de bord, secțiuni și fișe de împușcare furnizează datele. Rezultatul sub formă de

liste de identificare de trase trebuie controlat pentru a se asigura că ordinea împuşcăturilor şi numărul traselor sînt perfect regulate. Informaţia este tratată apoi de un program antimultiple, a cărui parametri sînt extraşi din secţiunea de bord.

Un al doilea program de organizare este utilizat înainte de a proceda la studiul legilor de viteză. Acestea odată cunoscute, traselor seismice li se aplică corecţiile dinamice. Adeseori este bine ca după această tratare să se procedeze la o redare. În continuare, desfăşurarea operaţiilor se face conform indicaţiilor din tabelă. La fiecare etapă este posibil să se controleze rezultatele cu ajutorul listelor de trase furnizate de calculator şi a parametrilor a căror valoare arată calitatea tratării.

În această privinţă trebuie subliniată importanţa documentelor primare de bord. Dintre acestea secţiunea de timp este folosită în mod special, ea servind la definitivarea parametrilor multor programe de tratare.

Se observă că ordinea în care trebuie efectuate tratările nu este oarecare. Programul — antimultiple — pentru dereverberaţii trebuie să fie obligatoriu pe primul plan. Studiul legilor de viteză, corecţiile dinamice şi însumarea în acoperirea multiplă nu pot fi intervertite pentru motive evidente.

Dimpotrivă, contracţia impulsului prin deconvoluţie poate fi făcută înaintea corecţiilor sau, în caz de acoperire multiplă, între corecţii şi însumare.

Corecţiile compensatoare ale stratului de apă şi filtrajului de frecvenţă trebuie făcute după corecţiile dinamice sau însumarea în acoperirea multiplă atunci cînd aceasta este prevăzută.

Nivelarea amplitudinilor trebuie să se facă imediat înainte de redare.

§ 8. ORIENTAREA ŞI FIXAREA POZIŢIEI PE MARE

Extinderea prospecţiunii geofizice în domeniul marin a impus găsirea de soluţii adecvate pentru orientarea şi localizarea măsurătorilor.

În faza de început a prospecţiunilor s-a recurs la procedeele optice clasice de *ridicare* şi de *intersecţie*, care se realizau prin vize cu sextantul de la bordul vasului asupra punctelor de pe ţărm şi, respectiv, prin vizarea vasului din două puncte cunoscute de pe ţărm cu ajutorul teodolitului.

Ambele sisteme erau precise, însă aveau randamente reduse şi rază de acţiune limitată.

Aceste inconveniente au determinat punerea la punct a sistemelor de radionavigaţie (radiogeodezice), care au extins mult raza de acţiune a geofizicei marine.

Primele procedee de radionavigaţie, care au apărut în timpul celui de-al doilea război mondial, au fost radarele, care s-au perfecţionat repede sub forma radarelor cu balize. De atunci s-au pus la punct un număr mare de sisteme, care diferă între ele ca concepţie constructivă şi configuraţie de lucru.

8.1. Generalități privind sistemele de radionavigație

Toate aceste sisteme se bazează pe determinarea unor distanțe sau diferențe de distanțe între puncte cunoscute de pe țărm și un punct necunoscut mobil de pe mare prin măsurarea timpului de propagare a undelor electromagnetice.

Relația de principiu este de forma

$$D = V\,(T_1 - T_0), \tag{8.1}$$

unde

D este distanța dintre un punct E (emițător) cu poziție cunoscută și un punct R (receptor) a cărui poziție trebuie determinată,
V — viteza de propagare a undelor pe distanța D,
$T_1 - T_0$ — timpul necesar pentru parcurgerea distanței D.

Din analiza relației reiese că determinarea exactă a distanței D implică cunoașterea cu precizie a vitezei V și măsurarea cu exactitate a diferenței timpului de propagare.

Viteza de propagare depinde de o serie de factori legați de condițiile de propagare în special de indicele de refracție al atmosferei. Valoarea vitezei este cunoscută în atmosfera standard. Ea se corectează cu ajutorul formulelor empirice funcție de condițiile meteorologice.

Cunoașterea vitezei se complică prin faptul că este susceptibilă de variații importante în apropierea solului, care depind de frecvența undelor utilizate și de conductibilitatea terenurilor. La limitele zonelor cu conductibilități diferite apar anomalii în viteza de propagare, care depind de diferențele de caracteristici a celor două medii. La aceste variații se adaugă fenomenele de reflexie și refracție, care au ca efect schimbări în direcția de propagare a undelor.

Măsurarea duratelor de traseu $(T_1 - T_0)$ se realizează prin două procedee:

— ceasul de măsurare se găsește în punctul a cărui poziție trebuie măsurată împreună cu emițătorul de unde. În acest mod se determină ușor momentul T_0. Pentru determinarea momentului T_1 se utilizează un traseu „dus-întors", folosind un punct fix de retransmisie pe uscat. Sistemele care folosesc acest procedeu cu „ceas mobil" sînt numite cu măsurătoare directă sau circulare;

— ceasul de măsurare se găsește într-un punct cunoscut pe sol. În acest caz sînt necesare două stații în puncte cunoscute pe țărm (E și S) care emit semnale sincrone la momentul T_0 recepționate în punctul necunoscut R de pe vas la momentele T_E și T_s.

În această situație, relația (1) devine

$$D_E = V\,(T_E - T_0),$$

$$D_S = V\,(T_s - T_0),$$

de unde

$$D_E - D_s = V\,(T_E - T_s) = \Delta r. \tag{8.2}$$

Se vor obține astfel puncte de poziționare a receptorului R prin diferența celor două distanțe, puncte situate pe niște hiperbole cu focarele în punctele de pe țărm E și S. Sistemele care folosesc acest ceas fix sînt numite diferențiale sau hiperbolice.

Reiese că semnalele emise poartă ca informație topul orar, care în final este recepționat de stația de pe vas.

Alegerea codului de transmitere a acestei informații utile este impusă de considerații de distanță și de frecvență de emisie și se realizează prin impulsuri, unde întreținute pure și unde mixte.

Impulsurile sînt simplu de construit pentru lungimi de undă inferiare lui 200 m. Ele permit să se reducă numărul de frecvențe utilizat și să se obțină puteri de vîrf maxime cu energii medii slabe.

Undele întreținute pure prezintă mare stabilitate, ușurință în manevrabilitate și conținut mare de informații, datorită caracteristicilor de fază. Acest fapt duce în același timp la ambiguități care obligă la mărirea numărului de frecvențe emise.

Undele mixte se folosesc prin modularea unei unde purtătoare sau prin emiterea unei unde întreținute pure în interiorul unui impuls.

Revenind la relația (8.1), ea este justificată numai dacă se cunoaște drumul parcurs cu viteza V de semnalul care merge de la emițător la receptor. Apar unele dificultăți, deoarece comportarea undelor depinde de frecvența lor și de caracteristicile stratelor reflectoare ale atmosferei și ionosferei.

Pentru frecvențele care se utilizează în radionavigație se disting două moduri de propagare a semnalelor: prin unde de sol și prin unde de cer.

Undele de sol sînt de trei feluri:

— unde directe D, care urmează linia dreaptă între emițător și receptor și a căror propagare este limitată de curbura pămîntului;

— unde reflectate R, care urmează două trasee rectilinii înainte și după reflexie;

— unde de suprafață care urmează curbura pămîntului.

Esențial în radionavigație este faptul că traseele servind măsurătorilor sînt cuprinse într-un plan vertical care trece prin stațiile de emisie și recepție.

Importanța fiecărui tip de undă amintit depinde de frecvențele utilizate la emisie, care sînt stabilite pe baza considerentelor de distanță:

— *la distanțe mici*, care se extind cu puțin peste limita de vizibilitate (40—50 km), se folosesc unde ultrascurte de lungimi inferioare lui 10 m (frecvențe > 30 MHz); măsurătorile se execută cu ajutorul undei D cu traseu rectiliniu. Emisiile sînt direcționale, prin impulsuri, vitezele de propagare fiind bine cunoscute.

— *la distanțe mari* (30—350 km) de la țărm se folosesc unde medii cu lungimi cuprinse între 100 și 200 m (3—1,5 MHz). Distanțele eficace sînt mai mici, datorită interferenței undei cerului reflectate de ionosferă cu unda de suprafață. Emisiile se fac prin unde întreținute pure, continue sau secvențiale;

— *la distanțe foarte mari* (350—1 000 km) se folosesc unde lungi de ordinul a 3 000 m, care se propagă prin unde de suprafață.

8.2. Clasificarea sistemelor de radionavigație

Von Stanner consideră pentru clasificare trei puncte caracteristice ale sistemului: emițătorul primar de unde E, emițătorul secundar S și receptorul R. Funcție de poziția pe care o au aceste trei puncte în sistemul de măsurare se disting trei cazuri (fig. 8.1).

— *E mobil, S și R fixși.* În acest caz, locul geometric al punctelor cu aceeași diferență a timpului parcurs descrie o hiperbolă. Pentru diferențe de timpi de parcurs diferite se obține o familie de hiperbole;

— *R mobil, E și S fixși.* La fel pentru diferențe de timp de parcurs constante se obține o familie de hiperbole cu focarele în E și S.

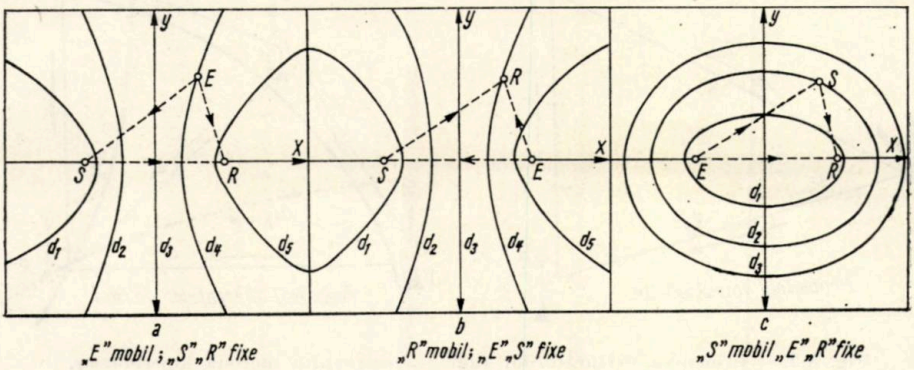


Fig. 8.1. — Procedee radiogeodezice de măsurare: E — emițătorul principal de raze; S — emițător secundar; R — receptorul.

— *S mobil R, E fixși.* Pentru diferențe de timp de parcurgere constante se obține o familie de elipse confocale. Dacă punctele fixe R și E se apropie pînă la suprapunere, elipsele se apropie de forma circulară. În acest caz, procedeul diferenței timpului parcurs se transformă într-un sistem de măsurare directă a timpului parcurs.

În radionavigație mai frecvent se folosește procedeul hiperbolic cu punctele de emisie principal și secundar fixe, cu receptorul mobil și procedeul circular de măsurare directă a timpului parcurs cu emițătorul și receptorul pe vas.

În cadrul acestor două categorii după forma de undă utilizată se deosebesc două procedee de măsurare:

— procedeul de măsurare a impulsului care măsoară timpul sau diferența de timp de parcurs a impulsului;

— procedeul de măsurare a fazelor care măsoară diferența de fază determinată de diferența de timp parcurs.

8.3. Sisteme hiperbolice

Principiul sistemului este ilustrat în figura 8—2

8.3.1. *Procedeul impulsurilor.* În acest procedeu se lucrează cu un emițător principal de impulsuri E, un emițător secundar S care recepționează și retransmite impulsurile din E, amplasate pe țărm și un receptor de semnale R pe vas.

Impulsurile emise de E și cele retransmise de S sînt recepționate pe vas cu o anumită întîrziere Δt între ele.

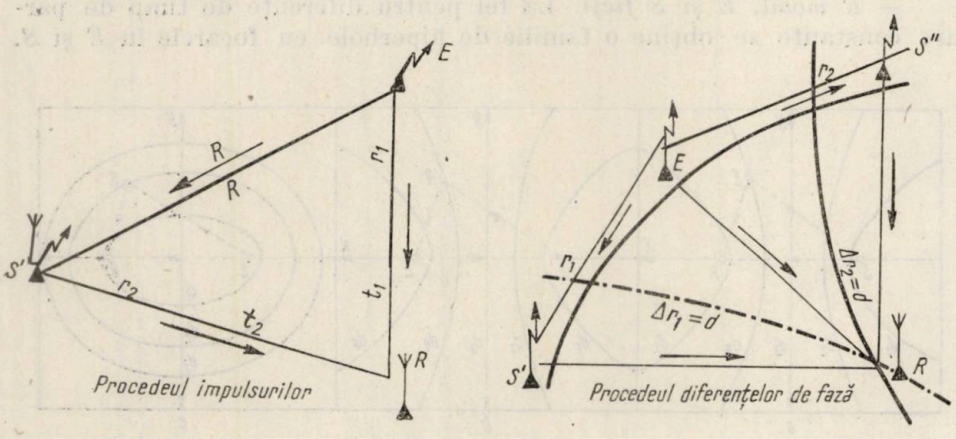


Fig. 8.2. — Principiul măsurătorilor radiogeodezice prin metoda hiperbolelor.

Diferența de distanță (Δr) dintre cele două puncte de pe țărm și vas este dată de relația

$$\Delta r = V\Delta t - B, \tag{8.3}$$

în care B reprezintă distanța dintre stațiile de pe țărm. Locul geometric al punctelor cu diferență de distanță constantă formează o familie de hiperbole, avînd ca focare stațiile de emisie de pe țărm. Dreapta care unește focarele se numește *linie de bază*, iar prelungirile ei *linii de umbră*. Stația principală de emisie se numește „liberă" sau „stăpînă" (*master*), iar stația secundară „sclavă" (*slave*).

Pentru determinarea poziției vasului este necesar un al doilea grup de stații similar, care determină o a doua familie de hiperbole. Obișnuit se folosesc numai trei stații, emițătorul principal E fiind comun. Coordonatele vasului se determină prin intersecția celor două familii de hiperbole.

8.3.2. *Procedeul fazelor.* Configurația sistemului este aceeași, numai că se folosesc unde continue de anumită frecvență și se măsoară diferența de fază corespunzătoare diferenței de timp de parcurs.

Pe axa mediatoare a liniei de bază, toate punctele au faza egală și deci $\Delta\varphi = 0$. Pe măsură ce se depărtează, defazările cresc pînă se ajunge

la un punct care se află la o distanță egală cu o lungime de undă. În acel punct va exista o diferență de fază de $\Delta\varphi = 360°$, echivalentă cu o defazare nulă (0°). La distanțe mai mari, la un punct situat la diferența de distanță de două lungimi de undă de cele două focare, diferența de fază va fi $\Delta\varphi = 720°$, echivalentă tot cu o defazare nulă. Aceasta este valabil pentru toate punctele hiperbolei care trece prin acel punct. Raționamentul este valabil pentru toate punctele aflate la multipli întregi de lungimi de undă, permițînd trasarea unei rețele de hiperbole. Spațiul cuprins între două

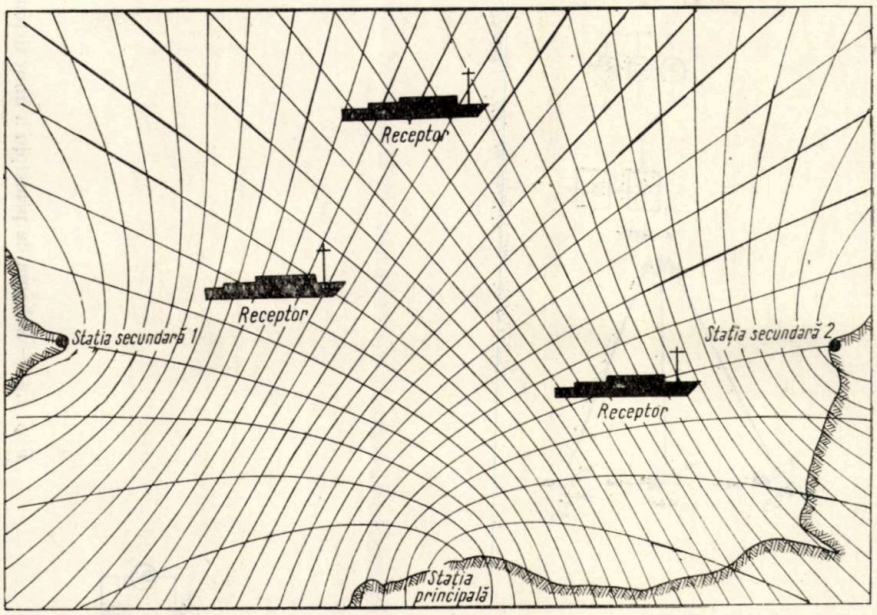


Fig. 8.3. — Rețea hiperbolică de radionavigație.

hiperbole cu aceeași fază se numește canal sau lană. Lărgimea unui canal variază, evident, de la un punct la altul, fiind constantă și egală cu jumătate de lungime de undă numai pe linia de bază. Numărul ramurilor de hiperbole ale unei rețele va fi egal cu lungimea liniei de bază divizată prin jumătatea lungimii de undă folosite. În figura 8.3 este prezentată o rețea hiperbolică de radionavigație.

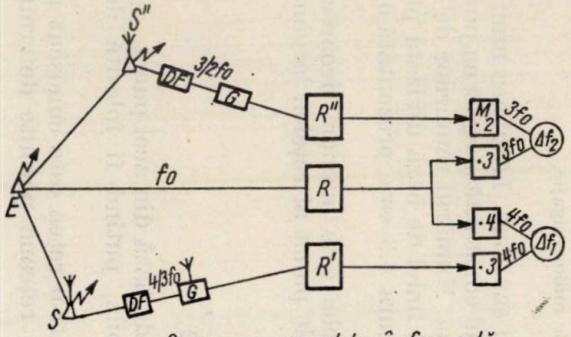
Pe linia de bază, sensibilitatea rețelei este maximă deoarece lărgimea canalului este minimală. În orice alt punct al rețelei, lărgimea canalului este dată de relația

$$L = \frac{\lambda}{2 \sin \alpha/2}, \tag{8.4}$$

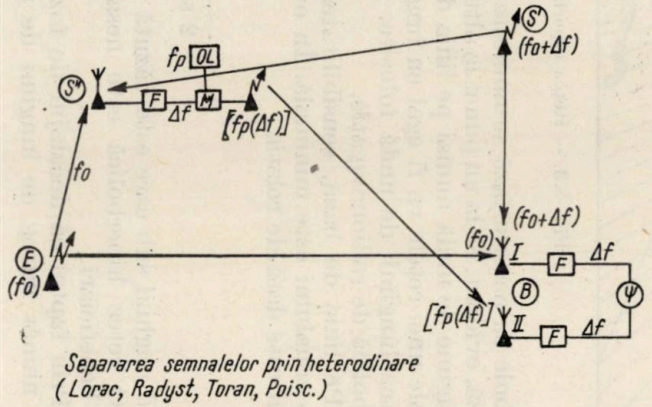
α fiind unghiul sub care este văzută linia de bază din acel punct.

O rețea hiperbolică este nesaturabilă, putînd fi folosită de mai mulți beneficiari.

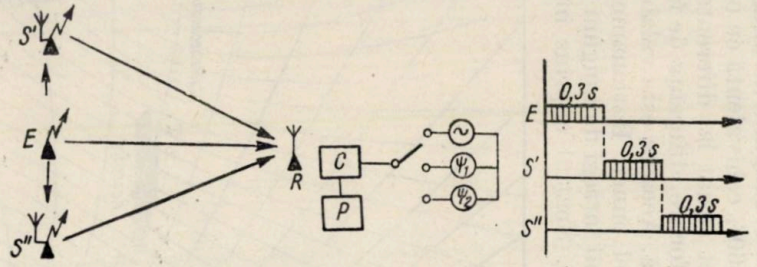
Prin faptul că decalajul de faze dintr-o rețea este cunoscut numai la un număr întreg de lungimi de undă, rețeaua permite determinarea



Separarea semnalelor în frecvență



Separarea semnalelor prin heterodinare
(Lorac, Radyst, Toran, Poisc.)



Separarea semnalelor în timp (Decca Navigator)

Fig. 8.4. — Schema de principiu a unui sistem radiogeodezic.

poziției receptorului în interiorul unui canal fără a se indica despre care canal este vorba.

Persistă deci o ambiguitate care complică adesea utilizarea sistemelor de radionavigație. Pentru înlăturarea acesteia, în zona de lucru se plantează puncte de control cu coordonate cunoscute, sub formă de balize.

În procedeul diferențelor de fază, o importanță deosebită o are separarea semnalelor ce sosesc de la cele trei stații de emisie de pe țărm. În acest scop se folosesc trei metode de separare: în frecvență, în timp și prin heterodinare, ale căror principii sînt ilustrate în figura 8.4.

În cazul separării în frecvență a semnalelor, stația principală E emite semnale de frecvență f_0, care sînt recepționate de stațiile secundare S' și S'' și de receptorul de pe vas. Stațiile secundare emit semnale de frecvențe diferite ($4/3\ f_0$ și $3/2\ f_0$), care sînt de asemenea recepționate pe vas. Aceste semnale trec prin multiplicatoare de frecvență care permit obținerea în final a două grupe de unde cu frecvențe de $4f_0$ și $3f_0$. Defazările dintre semnalele de aceeași frecvență se măsoară la două fazometre, permițînd astfel determinarea a două familii de hiperbole.

În cazul separării în timp a semnalelor, stația principală E transmite timp de 0,3 s. Stațiile secundare S' și S'' primesc semnalele și le întîrzie cu 0,3 și, respectiv, 0,6 s.

La receptorul de pe vas sosesc deci din 0,3 în 0,3 s semnale de aceeași frecvență. Selectarea semnalelor sosite este făcută de un programator (P) care acționează un comutator electronic (C). Aceste semnale sînt comparate la intervale de 0,3 s, determinîndu-se defazările la două fazometre. Acest principiu este folosit în sistemul Hi—FIX.

În cazul separării prin heterodinare, pe vas se găsesc două receptoare. Stația principală (E) emite semnale de frecvența f_0, care sînt recepționate de stația secundară S'' și de receptorul I de pe vas. Stația secundară S' emite semnale de frecvență $f_0 + \Delta f$, care sînt recepționate de stația S'' și de receptorul I de pe vas. Semnalele de frecvență f_0 și $f_0 + \Delta f$ sînt recepționate de stația S'', care, după filtrare, transmite un semnal de frecvență joasă Δf ce modulează o undă purtătoare generată de un oscilator local (OL). Acest semnal este recepționat în II și demodulat.

În receptorul I de pe vas se vor produce aceleași fenomene, obținîndu-se un semnal de frecvență Δf.

Datorită diferenței de drum parcurs al undelor recepționate pe vas între semnalele de frecvență Δf există o defazare $\Delta\varphi$, care se măsoară de un fazometru și care permite construirea unei familii de hiperbole.

Pentru ridicarea celei de-a doua familii este necesar un al doilea grup de stații de țărm și încă două receptoare pe vas. Acest principiu este folosit în sistemele Lorac, Raydist, Toran.

8.4. Sisteme circulare

Aceste sisteme permit determinări de distanțe între puncte de pe țărm și vas prin două procedee.

8.4.1. *Procedeul impulsurilor.* În acest caz, sistemul constă dintr-un emițător de impulsuri instalat pe vas și două stații releu (retransmisie) instalate pe țărm.

Staţiile-releu primesc impulsurile emise şi le retransmit pe vas, unde sînt recepţionate cu întîrzieri de timp diferite.

Relaţia de bază (8.1) pentru un cuplu emiţător-staţie releu devine

$$D = \frac{V\Delta t}{2}. \tag{8.5}$$

Locul geometric al punctelor cu întîrzieri de timp constante formează o familie de cercuri concentrice cu centrul în emiţătorul secundar.

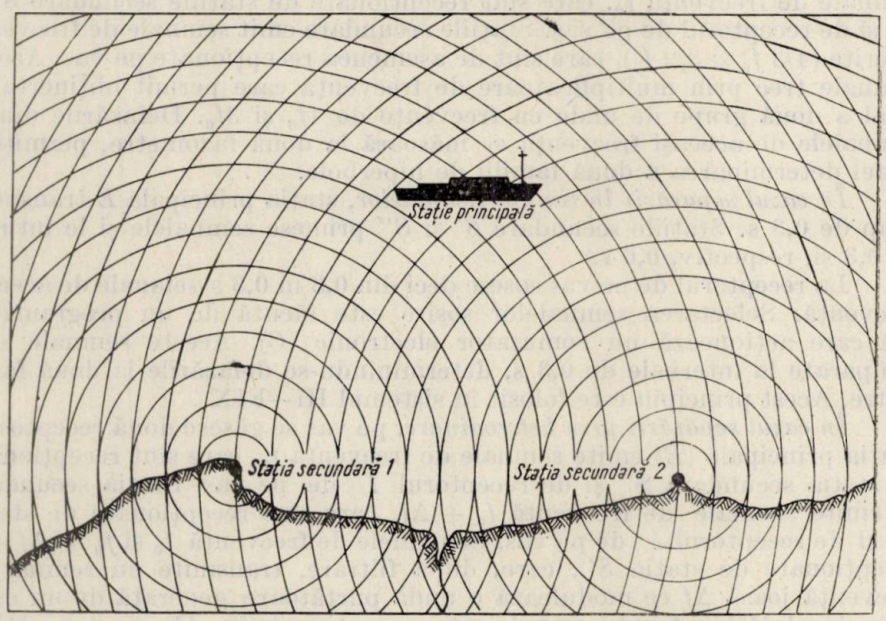


Fig. 8.5. — Reţea circulară de radionavigaţie.

Intersecţiile a două asemenea familii permit determinarea coordonatelor vasului.

8.4.2. *Procedeul fazelor.* În acest caz se emite de pe vas un semnal continuu de frecvenţă dată, f, care este recepţionat de două staţii de pe ţărm şi retransmis pe vas, unde semnalele sînt recepţionate cu defazări care depind de poziţia vasului.

Relaţia de bază (8.1) în acest caz are forma

$$D = \frac{V\Delta\varphi}{4\pi f}, \tag{8.6}$$

$\Delta\varphi$ reprezentînd defazarea dintre undele emise şi cele recepţionate.

Procedeul de determinare a reţelei circulare este acelaşi. O asemenea reţea este ilustrată în figura 8.5.

8.5. Caracteristicile principalelor sisteme de radionavigație

Orice sistem de radionavigație, hiperbolic sau circular, în impuls sau undă continuă, trebuie să posede anumite calități și caracteristici pentru a putea fi utilizat.

Calitățile principale ale acestor sisteme sînt:

— *sensibilitate*, care se traduce prin cea mai mică deplasare pe care sistemul este capabil s-o măsoare. Ea depinde de stabilitatea aparaturii și de lungimea de undă utilizată, în sensul că, cu cît lungimea de undă este mai mică, sensibilitatea este mai mare;

— *fidelitate*, care se traduce prin precizia cu care sistemul permite să se revină la un punct. Ea depinde de sensibilitatea sistemului și de condițiile de propagare;

— *precizia absolută*, care se traduce prin capacitatea sistemului de a indica poziția topografică a punctului măsurat. Practic această precizie nu este atinsă. Poziția fiind determinată de intersecția a două curbe, factorului de sensibilitate i se adaugă factorul geometric, reprezentat prin unghiul sub care se taie aceste curbe, precum și precizia cu care este cunoscută poziția stațiilor de pe țărm;

— *precizia relativă*, care se traduce prin compararea măsurătorilor date de sistem cu aceleași măsurători făcute cu aparate mai precise de pe țărm în urma operației de calibrare a sistemului.

În prezent sînt în funcțiune o diversitate foarte mare de sisteme de radionavigație, cu calități și caracteristici adecvate pentru diferite scopuri.

În tabela următoare se prezintă după A. Fur [23] caracteristicile principale ale sistemelor radionavigaționale cel mai frecvent utilizate.

8.6. Sisteme de radionavigație prin sateliți

Sistemul de radionavigație prin sateliți (NNSS) a apărut ca răspuns la necesitatea îmbunătățirii preciziei și razei de acțiune a sistemelor folosite în prezent. În plus, sistemul asigură performanțe mai bune, permițînd lucrul în timpul nopții fără interferențe, cu unde de cer la costuri și timpi de operație mai reduși.

Principiul metodei este ilustrat în figura 8.6. Patru stații de recepție de pe sol, cu coordonate precis cunoscute (*1*), urmăresc și localizează satelitul mișcător prin măsurarea variației doppler (cînd satelitul se apropie de stație). Un centru de calcul (*2*) analizează datele traiectoriei și determină parametrii orbitali viitori pentru următoarele 12 ore. O stație de emisie (*3*) transmite aceste informații la satelit (*4*) unde sînt stocate într-o memorie electronică sub formă de segmente de mesaje de 2 min lungime. Pe baza lor, satelitul poate transmite poziția sa ca o funcție de timp. Un calculator de pe vasul a cărui poziție trebuie determinată (*5*), pe baza datelor primite de la satelit asociate cu variațiile frecvenței doppler măsurate și cu datele locale, permite localizarea în mod precis a poziției navei.

Timp de 18 min, cît este durata de vizibilitate a satelitului, se primesc de la el în mod simultan pe două frecvențe (150 și 400 MHz) 9 mesaje a 2 min, care conțin parametrii orbitali preziși ai satelitului și informația

Tabelă

Caracteristici ale principalelor sisteme de radiolocaţie

Denumire	Ţara	Frecvenţa Hz	Tipul de undă utilizat	Distanţa	Precizia	Prezenţa ambiguităţilor	Nr. Utilizator
a. Hiperbolice							
Rana H.	Franţa	2 MHz	întreţinute	150	150	da	nesaturabil
Toran G.	„	„	„	„	„	da	„
Lorac A şi B.	St. Unite	„	„	„	„	nu	„
Decca Hydro	Anglia	100 KHz	„	200	10—150	nu	„
Loran C.	St. Unite	„	impuls şi întreţinute	1200	30—300	da	„
b. Circulare							
Hidrodist	Africa de Sud şi Anglia	3000 MHz	impuls	vizuală	1—5	da	saturabil
Shoran şi Hiran	St. Unite	300 MHz	„	„	5—10	da	„
Derveaux	Franţa	250 MHz	„	„	5—10	da	10 maximum
Raydist Dm.	St. Unite	1,5 la 5 MHz	întreţinute	200	5—30	nu	nesaturabil
E.P.I.	St. Unite	2 MHz	impuls	400	15—60	da	saturabil
Decca Lambda	Anglia	100 KHz	întreţinute	400	10—100	da	„
c. Mixte							
H.I — Fix A	Anglia	2MHz	întreţinute	50	5—10	nu	nesaturabil varianta hiperbolică
H.I — Fix B	„	„	secvenţial	„	„	da	„
Rana G	Franţa	„	întreţinute	60	5—20	nu	„

precisă despre timp. Măsurarea variației frecvenței doppler a semnalelor satelitului se face prin compararea lor cu un standard de frecvență. Frecvențele doppler sînt măsurate pe ambele frecvențe. Aceasta permite o corectare de ordinul unu pentru efectele de refracție ionosferice, deoarece

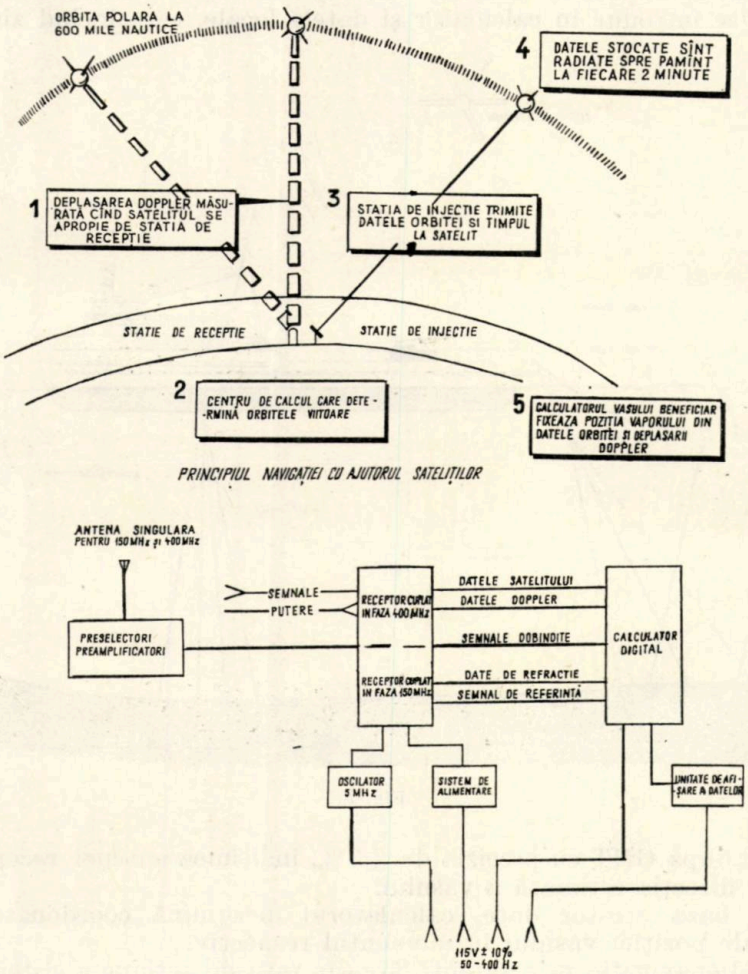

ORBITA POLARA LA 600 MILE NAUTICE
4
DATELE STOCATE SÎNT RADIATE SPRE PAMÎNT LA FIECARE 2 MINUTE
1
DEPLASAREA DOPPLER MĂSURATĂ CÎND SATELITUL SE APROPIE DE STAȚIA DE RECEPȚIE
3
STAȚIA DE INJECȚIE TRIMITE DATELE ORBITEI SI TIMPUL LA SATELIT
STAȚIE DE RECEPȚIE
STAȚIE DE INJECȚIE
2
CENTRU DE CALCUL CARE DETERMINĂ ORBITELE VIITOARE
5
CALCULATORUL VASULUI BENEFICIAR FIXEAZA POZITIA VAPORULUI DIN DATELE ORBITEI ȘI DEPLASĂRII DOPPLER
PRINCIPIUL NAVIGAȚIEI CU AJUTORUL SATELIȚILOR
ANTENA SINGULARA PENTRU 150 MHz ȘI 400 MHz
SEMNALE
PUTERE
PRESELECTORI PREAMPLIFICATORI
RECEPTOR CUPLAT IN FAZA 400 MHz
RECEPTOR CUPLAT IN FAZA 150 MHz
DATELE SATELITULUI
DATELE DOPPLER
SEMNALE DOBINDITE
DATE DE REFRACȚIE
SEMNAL DE REFERINȚĂ
CALCULATOR DIGITAL
OSCILATOR 5 MHz
SISTEM DE ALIMENTARE
UNITATE DE AFIȘARE A DATELOR
115V ± 10% 50 ÷ 400 Hz

Fig. 8.6. — Principiul și diagrama bloc a echipamentului de pe vas în navigația prin sateliți.

dopplerul este proporțional cu frecvența, iar refracția este aproximativ invers proporțional cu frecvența.

Recepția a trei sau mai multe mesaje de 2 min de la satelit în timpul unei treceri permite calcularea a trei poziții a satelitului la fiecare semnal de 2 min.

Folosind aceste trei poziții ca focare și trei seturi corespunzătoare de date doppler de refracții corectate măsurate de receptor, se poate calcula poziția vasului cu precizia de 0,1 mile nautice.

Poziția este calculată direct în latitudine și longitudine, fără nici o ambiguitate de tipul celor de la calcularea canalelor (lanelor).

Datele orbitei recepționate de la satelit și dopplerul corectat de refracție măsurate de receptor sînt pregătite pentru intrarea automată în calculator. Împreună cu aceste date, la fiecare 18 min de trecere a satelitului se introduc în calculator și datele locale, care includ ziua, anul

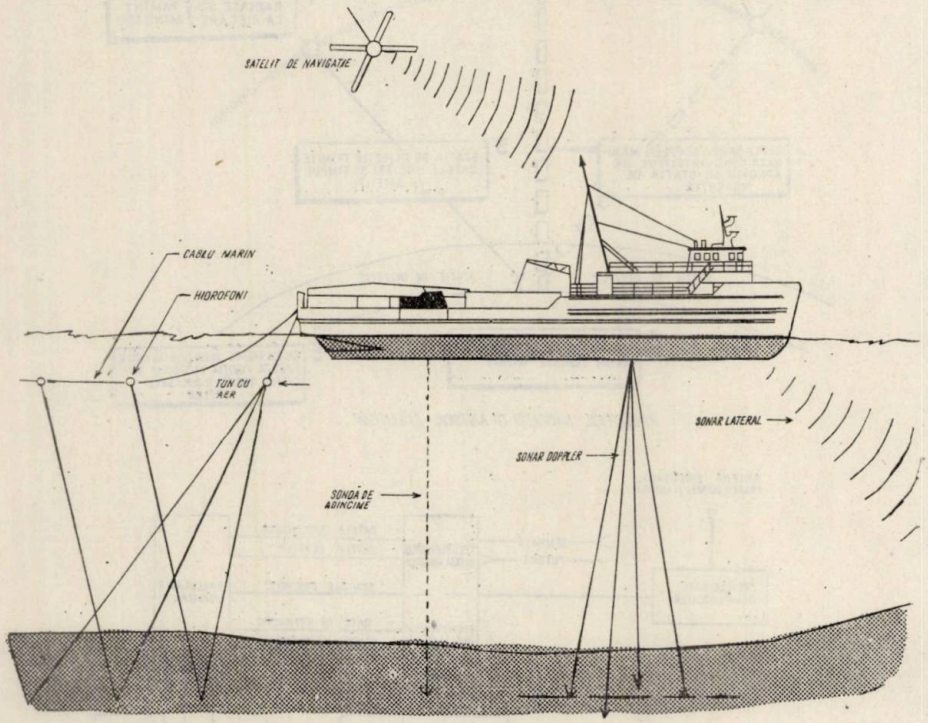


Fig. 8.7

și timpul după GMT cu precizia de $\pm 3\%$, înălțimea antenei receptorului, viteza și direcția estimată a vasului.

Pe baza acestor date, calculatorul determină coordonatele geografice ale poziției vasului în momentul respectiv.

Radionavigația prin sateliți lărgește raza de acțiune a sistemelor de orientare, asigurînd în același timp stabilitatea rețelei pe perioade îndelungate, inclusiv în timpul nopții și al furtunilor magnetice.

În figura 8.7 se arată un vas modern de prospecțiuni seismice marine care folosește pentru orientare sateliți artificiali.

BIBLIOGRAFIE

1. Damotte B., *Les problemes de filtrage en sismique marine. Les recherches et la production du petrole en mere*, Publications de L'Institut Français du Petrole, Paris, 1964.
2. Damotte B., *Le filtrage en sismique marine par voie analogique. Le filtrage en sismique*, Publications de l'Institut Français du Petrole, Paris, 1966.

3. Damotte B., Hemon Ch., *Traitement de l'information sismique en oceanographie*, Communication présentée au colloque du CNRS sur les méthodes de sismique reflexion et les cartes de geologie sius-marine, 12—20 septembrie 1968.
4. Dobrin M. B., *Data processing*, Oil and Gaz Journal, **64**, *22/66*, 120—124.
5. Fontanel A., *La correlation optique. Le filtrage en sismique*, Publications de l'Institut Français du Petrole, Paris, 1966.
6. Ford W. T. Hearne J. H. *Least squares inverse filtering*, Geophysics, **31**, *5* (1966).
7. Ford W. T., *Estimation of a minimum-phase operator from a portion of its amplitudine spectrum*, IEEE Trans. on Geoscience Electron, **GE-5** (1967).
8. *** *The marine space — Time varying processing system „M-4 package"*, G.S.I., mai 1967.
9. Hughes B. T., *Advances needed in interpretation of seismic data from offshore areas*, Oil and Gas Journal, **63**, nr. 37, 57 (1969).
10. Hempstead N. A., *Collecting and processing North Sea seismic data*, World Petroleum, martie 1966 p. 48—52.
11. D'Hoeraene I., Wlodarczak R., *Protee a self — adapting deconvolution and deringing program*, Presented at the thirtieth meeting of the EAEG held et Salzburg, iunie 1968.
12. Kunetz G., Fourmann J. M., *Efficient deconvolution of marine seismic records*, Geophysics, **33**, *3* (1968).
13. Middleton D., Whittlesey B. R., *Seismics Models and deterministics operators for marin reverberation*, Geophysics, **33**, *4* (1968).
14. Peacok L. K., Treitel *Predictive deconvolution Theory and practice*, Geophysics, **34**, *2* (1969).
15. Reinolds F. F., Whittlesey I. R., *Effectiveness of deconvolution processes an varions reverberatory models* (articol tipărit în U.S.A.).
16. Robinson E. A., *Multichannel — transforms and minimum* — delay, *Geophysics*, **31**, *3* (1966).
17. Rockwell D. W., *The digital computer's role in the enhancement and interpretation of North Sea seismic data*, Geophysics, **32**, *2*, 259—281 (1967).
18. Varodin V., Chișcan V., Pal L., *Progrese înregistrate în construcția aparaturii seismice și tratarea informației*, lucrare prezentată la al V-lea Simpozion de geofizică, R. S. România, 1968.
19. Varodin V., Chișcan V., Barbu M., *Unele aspecte teoretice și practice ale acoperirii multiple*, Petrol și gaze, *10* (1969).

8

1. Blanchet P., *La radionavigation. Les recherches et la production du petrole en mer*, Publication de L'Institut Français du petrole, Paris, 1964.
2. Chernof J., *Satellite navigation — a valuable new aid to offshore exploration*, World Oil, iulie 1969.
3. Chizzoni G., *Sistemi di radiolocalizzazione. Note informative su apparati e dispozitivi impiegati nelle ricerche petrolifere*, vol. III, A.G.I.P. S. Donato Milanese, iunie 1965.
4. Fur A. Le, *Les methodes modernes de determination des positions a la mer*, Simpozionul „Petrolul și marea", Monte-Carlo, 1966.
5. Laurent P., „Toran", Reprint from „Radio Aids to maritime navigation and hydrography, Monaco, 1965.
6. Rinner K., Benz F., *Handbuch der Vermessungskunde*, vol. VI, Stuttgart, 1966, p. 498—509, 957—975.
7. Sender F., *Offshore airborne navigation*, Prakla — seismos, Hannover, 1968.
8. Varodin V., Ionescu Gh., Pelin A., *Raport cu privire la deplasarea în U.R.S.S.*, 1967, Biblioteca tehnică IPGG.
9. *** HI-FIX — *A radio position fixing aid of high acuracy*, Londra, Decca Navigator Company, Ltd., 1968.

PROSPECȚIUNEA SEISMICĂ PRIVITĂ DIN PUNCTUL DE VEDERE AL TEORIEI STATISTICE A COMUNICAȚIEI (II)

DE

VASILE CHIȘCAN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20, București

0. SCURT ISTORIC AL PROSPECȚIUNII SEISMICE SPAȚIALE ÎN ROMÂNIA

Prospectarea seismică a zonelor cu tectonică complicată și cu relief accidentat a fost mult întîrziată din cauza greutăților ivite atît în lucrările de teren, cît și în procesul de interpretare. Încercări de a aplica metoda seismică în zone cu tectonică complicată au fost făcute încă din 1951, fără să se fi obținut însă rezultate geologice interpretabile.

După apariția lucrării lui Zavialov și Stoliarova (1957) s-a experimentat și în România metoda seismică spațială de V. Cucu, E. Cristescu, V. Chișcan, P. Constantinescu, M. Cristea și V. Rodina. În perioada experimentală, în teren s-au folosit diverse configurații geometrice ale dispozitivelor de înregistrare (cruce, triunghi, unghi, stea, cerc) și diverse sisteme de generare (explozii în sonde, în aer, pe sol și în bazine cu apă). La interpretare s-au folosit: metoda gradienților, metoda proiecției stereografice (E. I. Galperin), metoda intersecției (D. V. Zavialov), metoda locurilor geometrice (V. Chișcan). În anii următori (1961—1969), seismica spațială s-a aplicat sub formă productivă atît în zona de depresiune, cît și în cea de fliș, sub conducerea următorilor geofizicieni: V. Cucu, C. Barbu, A. Drăghicescu, N. Petrache, M. Trancă, N. Ionescu, Ali Mehmed Erdugan, R. Blum, M. Alexandrescu, H. Opriș, I. Chișcan, T. Suciu, I. Falcan, I. Iordache și alții.

În această etapă, metodica de teren și de interpretare a fost, în esență, cea indicată în lucrarea lui Zavialov și Stoliarova (1957).

Menționăm totuși că în perioada 1957—1969 au fost aduse unele îmbunătățiri și simplificări în tehnica de teren și interpretare. Ca îmbunătățiri notăm: sistem spațial de grupare de surse și (sau) receptori (V. Chișcan), generarea în lucrările seismice spațiale (D. Sălișteanu), sistem de corecție din dispozitive Z.V.M. centrale (V. Cucu și M. Alexandrescu), sistem de corecție bazat pe o proprietate invariantă a hodrografului spațial de refracție înregistrat pe seismogramele de reflecție (R. Blum și V. Chișcan), sistem de construcție a elementelor reflectatoare folosind

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 143—157, BUCUREȘTI, 1971

diagrame radiale (R. Blum și A. Drăghicescu) etc. Ca simplificări amintim : nomograme folosite în procesul de interpretare (V. Chișcan, N. Ionescu și A. Tănase), calculul automat al elementelor reflectatoare (A. Drăghicescu) și altele.

Perioada 1957—1969 a permis să se strîngă un mare volum de informații despre structura geologică a zonelor prospectate cu metoda seismică spațială și în special despre minusurile acestei metode.

Obiectul acestei părți a lucrării este legat de ultimul aspect și urmărește găsirea unor explicații a cauzelor acestor minusuri din care să izvorească soluții practice care să ducă la creșterea puterii de rezoluție a metodei seismice spațiale.

Acest efort este justificat deoarece se estimează că circa 60% din rezervele de țiței de perspectivă ale României se găsesc în zone în care prospecțiunea seismică spațială este singura metodă geofizică aplicabilă.

I. FAPTELE EXPERIMENTALE CARE JUSTIFICĂ ANALIZA METODEI SEISMICE SPAȚIALE

În cele ce urmează vom enumera și ilustra cele mai importante aspecte apărute în cei 12 ani de lucrări spațiale, aspecte care au plasat seismica spațială în categoria metodelor geofizice necantitative :

a) cu ocazia lucrărilor seismice spațiale experimentale și productive în covor, în majoritatea cazurilor s-a constatat că hărțile cu vectori conțin zone extinse în care vectorii au o dispunere care nu diferă mult de imaginea care s-ar obține dacă pe o suprafață s-ar arunca la întîmplare săgeți de carton (fig. 1—2). Evident, într-un punct dat din subsol, un orizont reflectator nu poate avea înclinări opuse și direcții diferite pînă la ortogonalitate ;

b) la marginea suprafeței prospectate în covor și cu ocazia lucrului pe diverse văi (coridor), vectorii prezintă totdeauna o tendință de focalizare indiferent în ce unitate geologică s-a executat prospecțiunea (fig. 3). Această dispunere pare nelegată cauzal de structura geologică și explică sub o formă globală aspectul menționat la punctul *a* ;

c) secțiunile seismice verticale prezintă domenii extinse în care elementele reflectatoare sînt contradictorii (fig. 4 *a*, *b*). Este clar că aceste secțiuni nu reprezintă imagini corecte ale structurii geologice reale (unii dintre vectori nu provin din unde reflectate, ci din alt tip de unde sau din unde reflectate brutal contaminate de erori) ;

d) în unele zone în care există orizonturi caracteristice continue corespunzătoare unui monoclin, vectorii obținuți din înregistrările spațiale prezintă fenomenul de focalizare amintit la punctul *b* dacă ne referim la harta de vectori (fig. 5) și fenomenul de dispersare a vectorilor proveniți de la același orizont caracteristic pe un interval de adîncime de cîteva sute de metri, ceea ce pentru o metodă seismică este foarte mult (fig. 6) ;

e) elementele reflectatoare obținute din dispozitive reciproce sînt mult diferite ca poziție în plan, ca înclinare și ca direcție ;

f) harta de izocrone (cîmpul scalar de timp) înregistrat pe o suprafață dată prezintă abateri foarte mari de la un cîmp de timp teoretic pe care de fapt se bazează teoria deterministă a seismicii spațiale ;

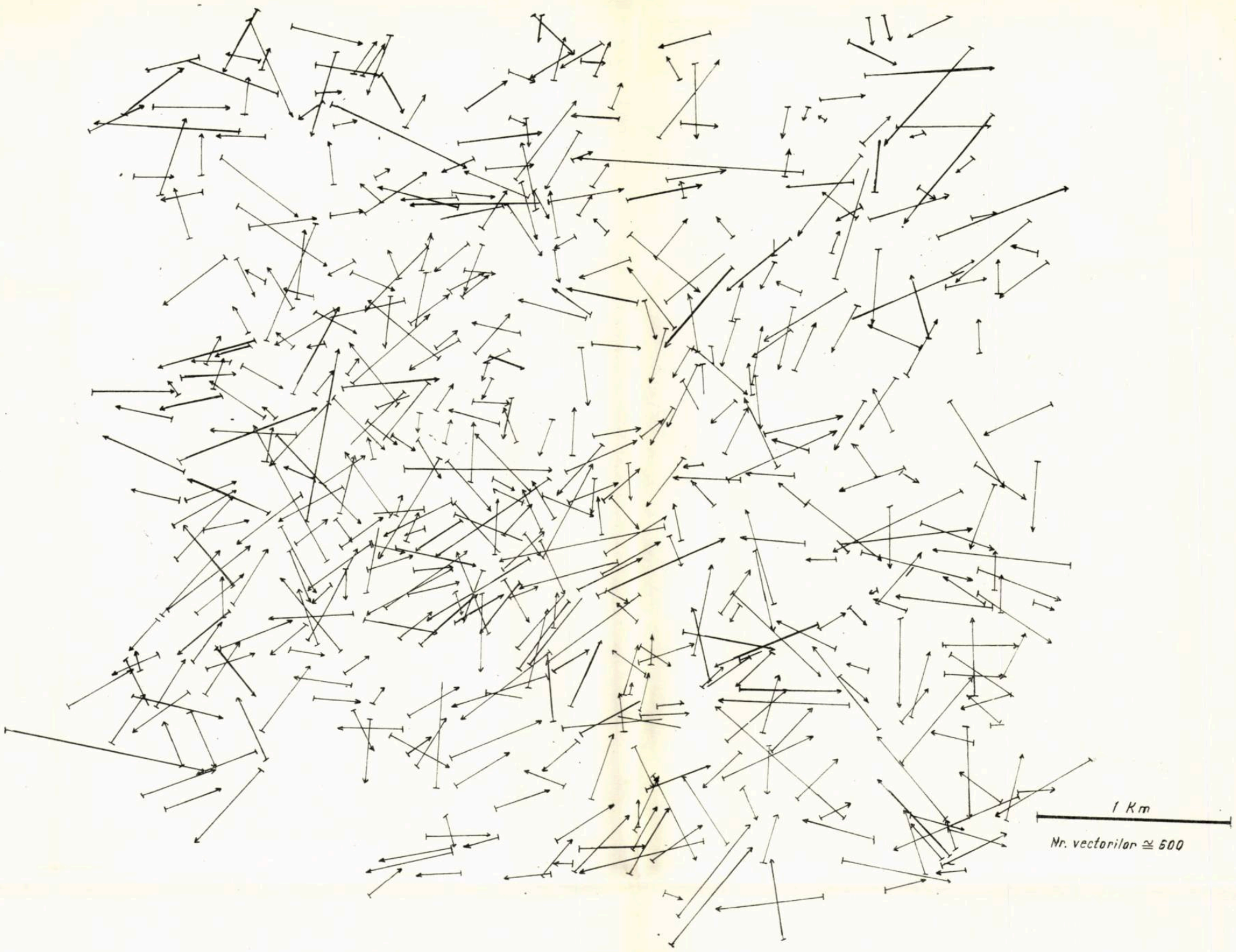


Fig. 1. — Harta de vectori cu adîncimi 0 : 3000 m (după formația 41—43/61).

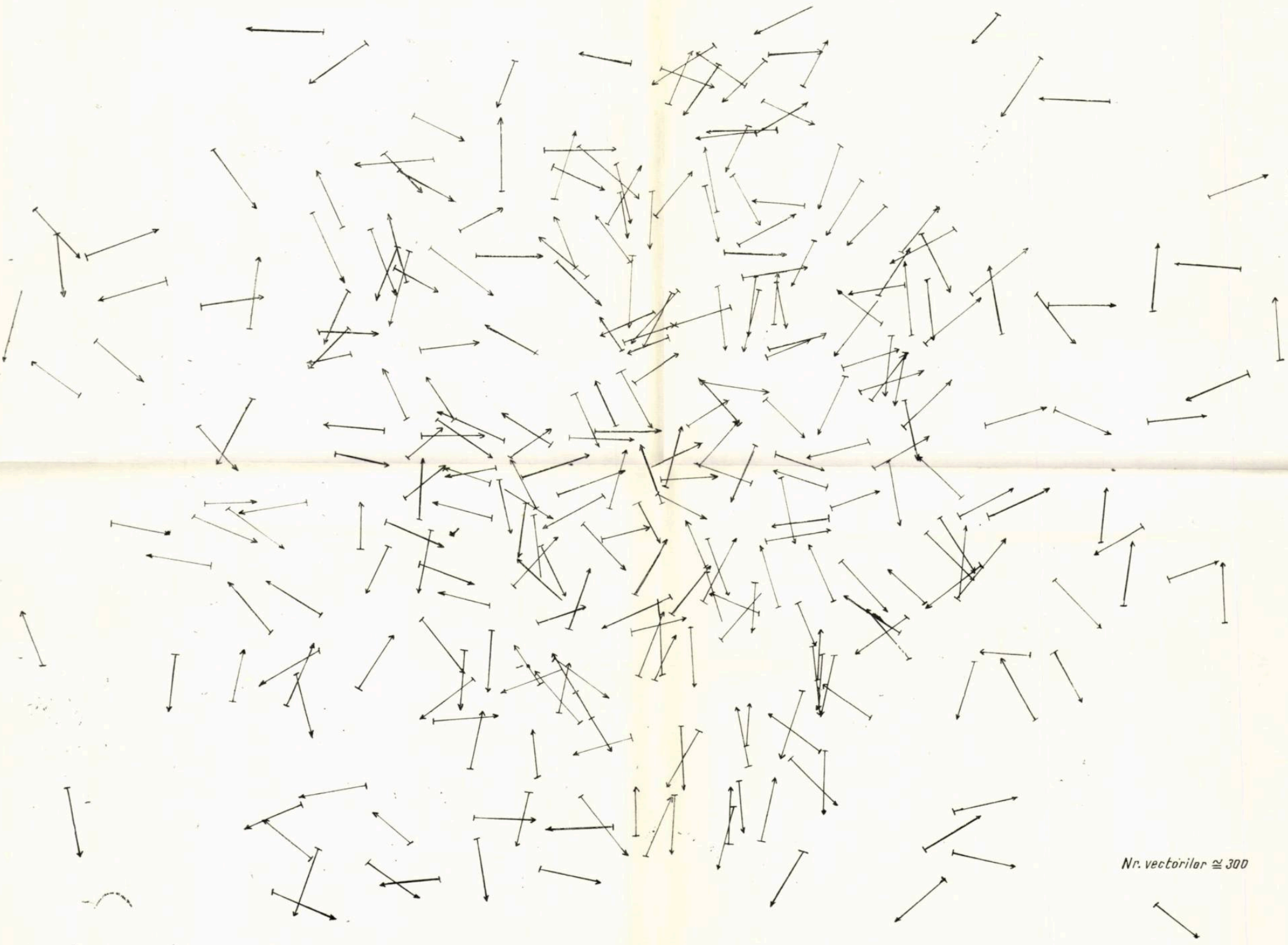


Fig. 2. — Harta cu vectori obținută prin aruncarea la întîmplare de 300 de ori a unei săgeți de carton.

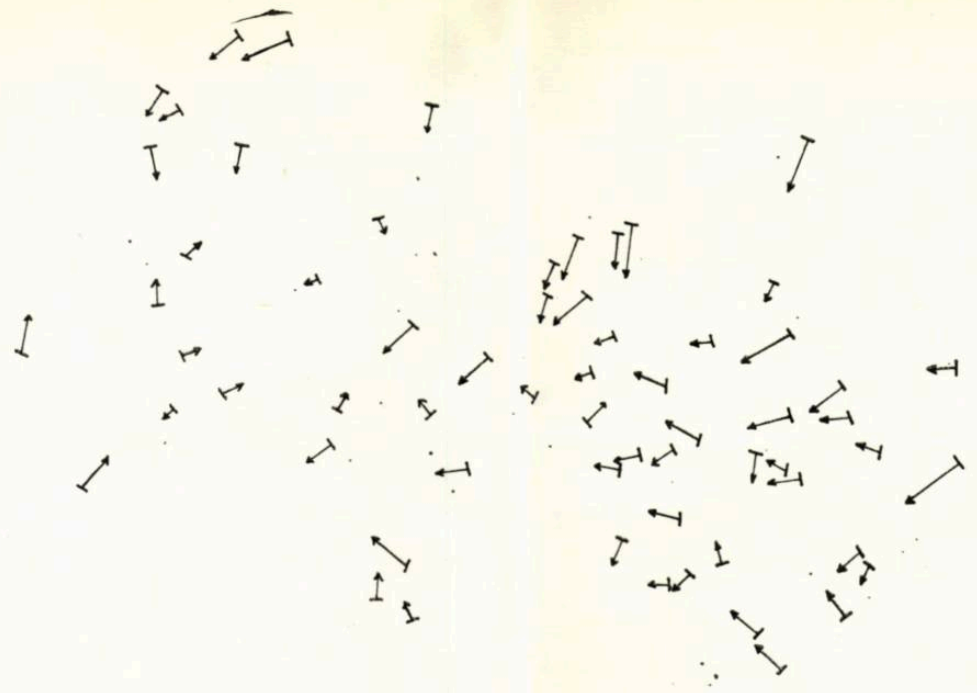


Fig. 5. — Harta cu vectori geologici care provin de la reflexia caracteristică anhidrit tortonian (după datele formației 30/68). Calculele au fost făcute automat.

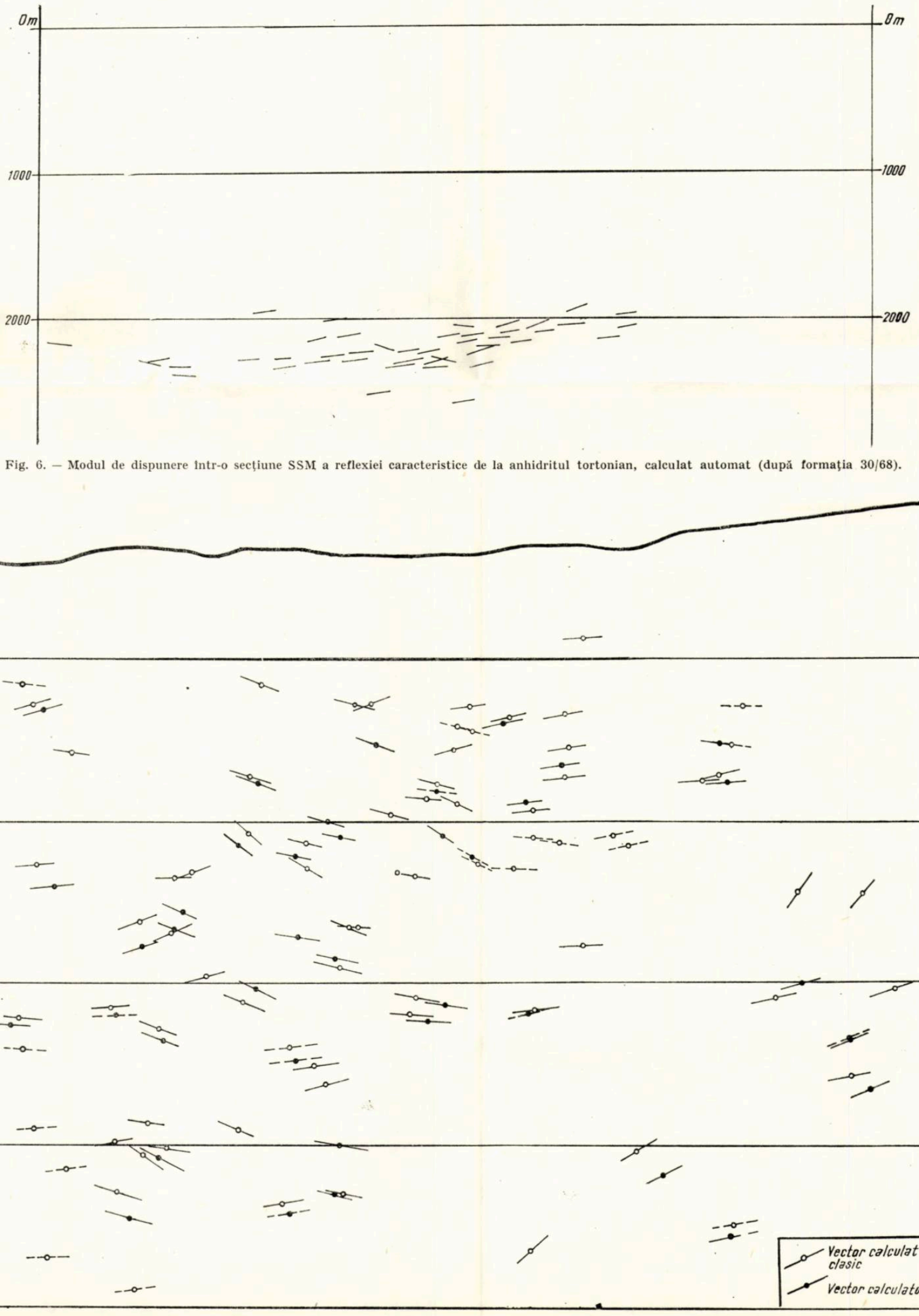


Fig. 6. — Modul de dispunere într-o secțiune SSM a reflexiei caracteristice de la anhidritul tortonian, calculat automat (după formația 30/68).

Fig. 7. — Secțiune seismică verticală comparativă calculată clasic și cu ajutorul calculatorului (după secția 21—24/69).

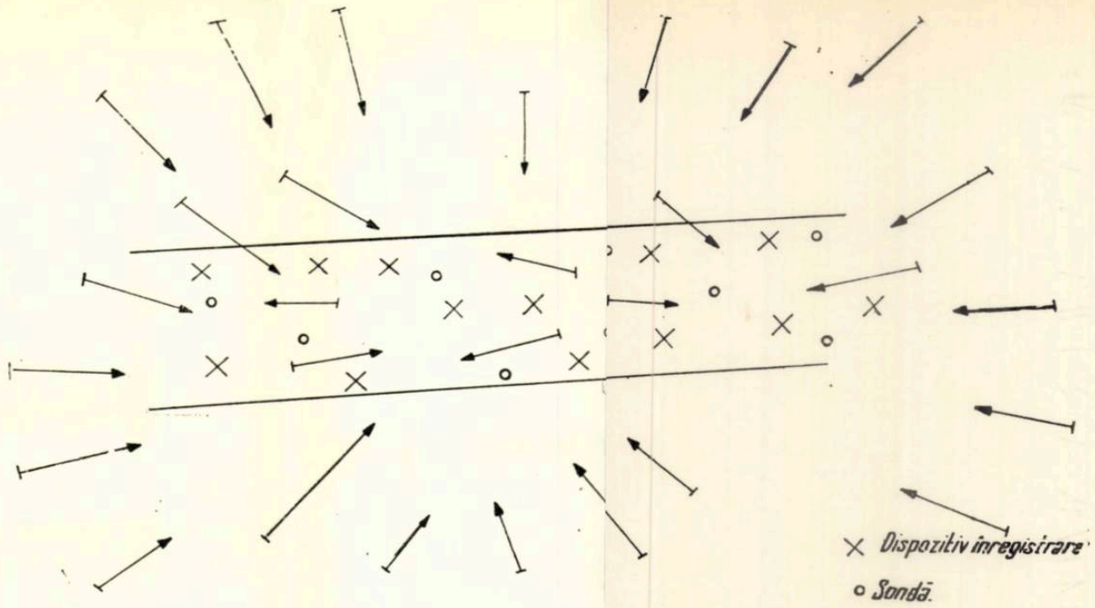


Fig. 3. — Vectorii prezintă teninţa de focalizare.

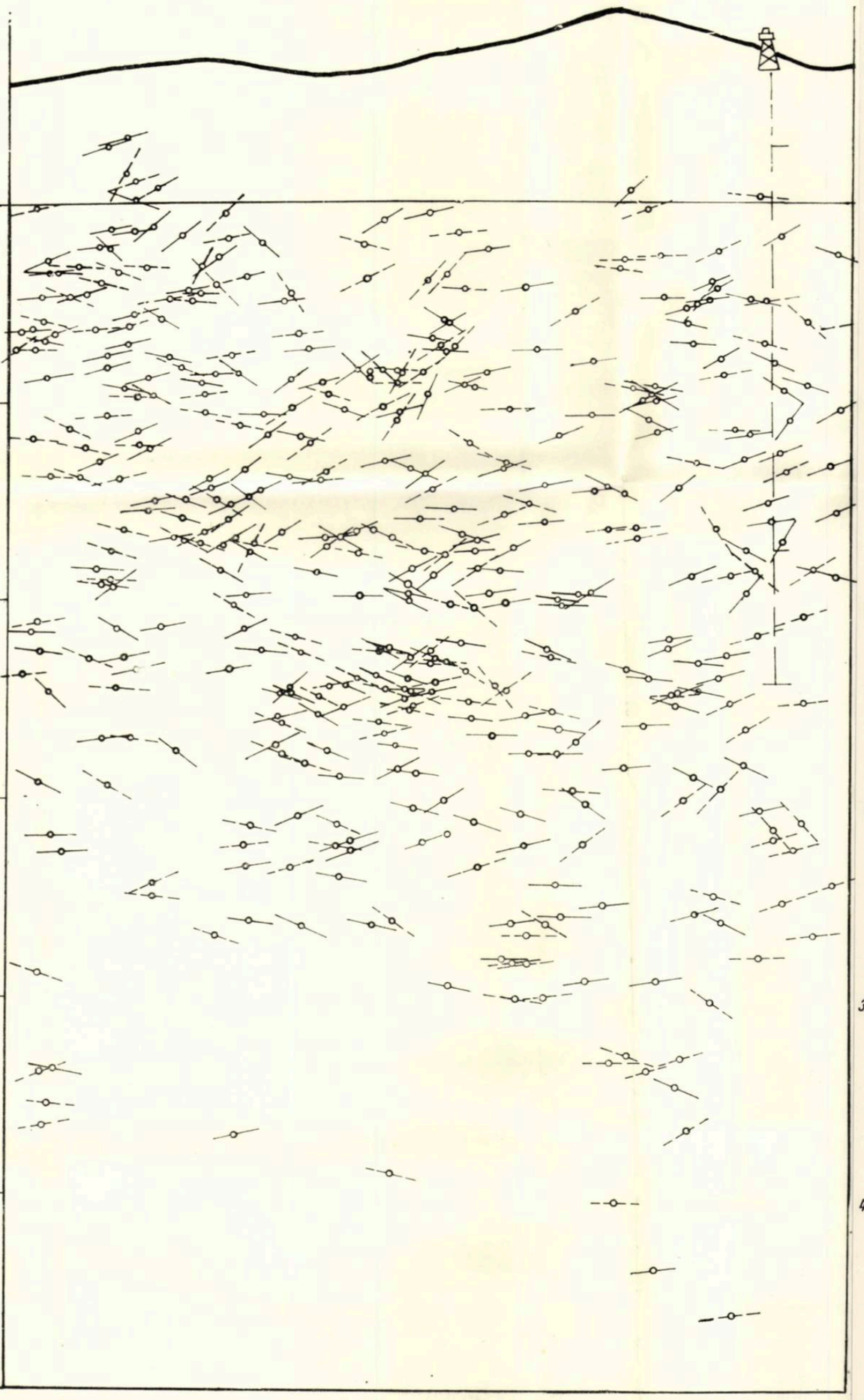


Fig. 4 *a*. — Secţiune seismică verticală cu elemente contradictorii (vectorii calculaţi automat după datele formaţiei 21—24/69).

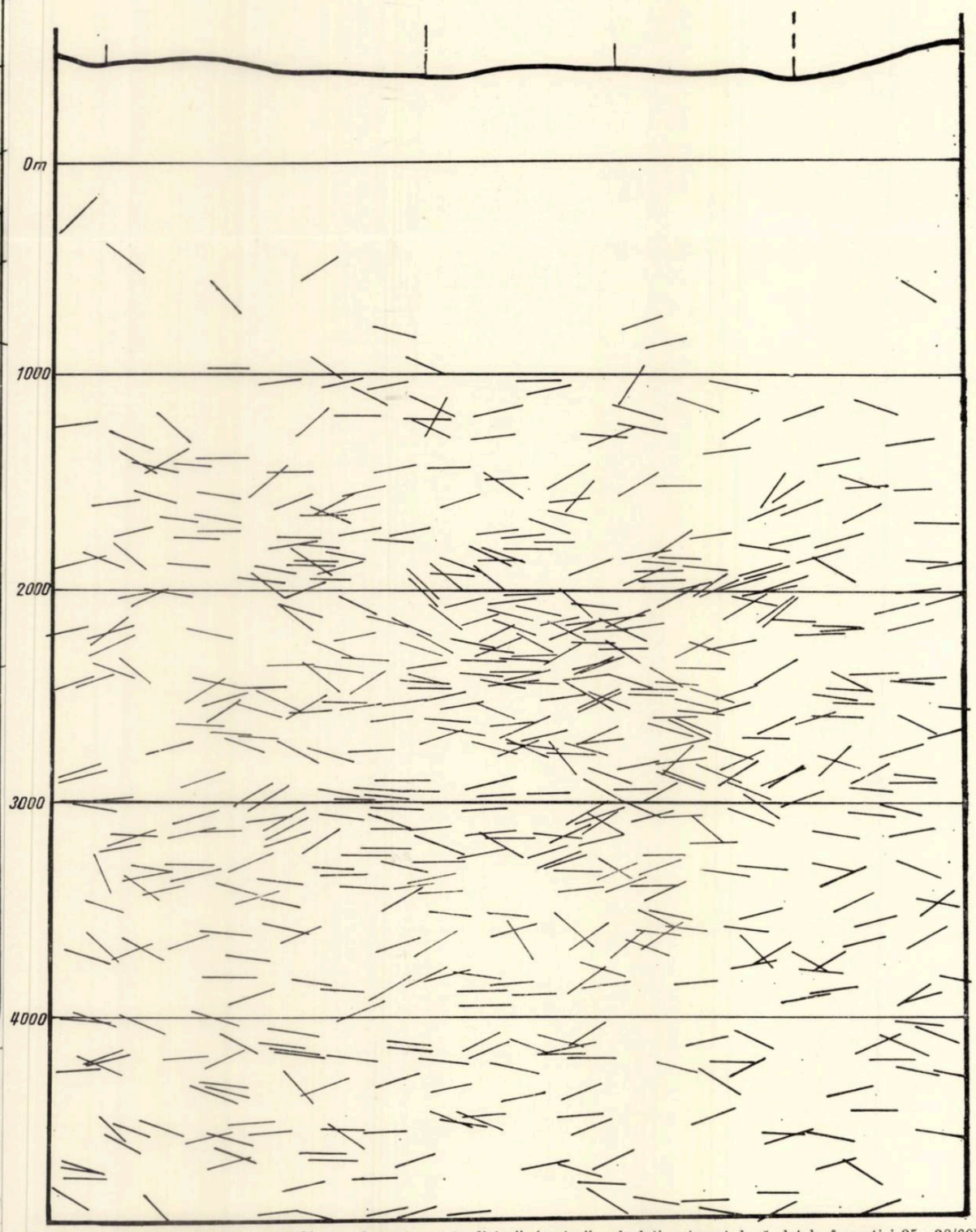


Fig. *b* 4. — Secţiune seismică verticală cu elemente contradictorii (vectorii calculaţi automat după datele formaţiei 25—28/69).

g) cu ocazia aplicării metodei locurilor geometrice la calcularea parametrilor elementelor reflectatoare, s-a constatat că influența erorilor de măsurare este foarte mare;

h) în faza de interpretare geologică a secțiunilor seismice verticale apar nenumărate cazuri cînd vectorii prezenți pe secțiune permit soluții multivoce;

i) folosirea unor procedee manuale sau automate, aproximarea razei drepte sau a razei curbe, nu a dus la îmbunătățiri ale dispunerii în plan sau în secțiune ale vectorilor (fig. 4 *a* și *b*, 5, 6, 7).

Aspectele enumerate mai sus reprezintă o măsură globală a unor cauze necunoscute care influențează rezultatele finale ale seismicii spațiale și care determină deosebirea mare dintre această metodă și seismica clasică, atît de folositoare geologiei.

II. SCURTĂ ANALIZĂ COMPARATIVĂ A EVOLUȚIEI METODEI SEISMICE CLASICE ȘI A METODEI SEISMICE SPAȚIALE ÎN DECENIUL 1960 — 1970

În ultimul deceniu, tehnologia prospecțiunii seismice de corelație continuă a înregistrat pe plan mondial progrese foarte importante, ca urmare a nevoilor tot mai mari de țiței ale societății. Astfel s-a generalizat aplicarea tehnică a conceptului de redondanță (grupări de la 2 la 40 de surse pe punct de generare, grupări de 6 la 72 de receptori pe canal, acoperire multiplă de ordin de la 3 la 48); înregistrarea se face exclusiv cu stații magnetice (numerice în alte țări, analogice în România); prelucrarea se face exclusiv numeric în alte țări și exclusiv analogic în România; interpretarea are la bază secțiunea de timp; se fac determinări de viteze din seismocarotaje (clasice și sonice) și chiar din înregistrările seismice; este posibilă identificarea undelor reflectate, difractate și refractat-reflectate (cel puțin pentru anumite relații între linia profilului și direcția faliei) etc.

Elementele de mai sus constituie baza realizărilor frumoase ale seismicii de corelație continuă.

În contrast cu situația seismicii de corelație continuă, seismica spațială, atît ca tehnologie de teren, cît și ca tehnologie de interpretare, practic a rămas neschimbată față de nivelul ei inițial (după cunoștințele noastre, în alte țări din est sînt preocupări pentru modificarea tehnologiei spațiale, iar în vest preocupările pentru seismica spațială sînt în fază de început). Astfel pentru generare se folosește o sursă unică, iar la recepție practic un receptor pe canal (patru receptori în cuib); interpretarea se face pe seismograme izolate obținute cu stații depășite tehnic; cunoștințele despre viteza de propagare sînt reduse, iar posibilitatea determinărilor de viteză din înregistrările seismice este practic nulă; prin caracterul lor discret, impus de relief, în seismica spațială noțiunea de corelabilitate nu intră în vocabularul geofizicianului care prelucrează înregistrările spațiale, și aceasta atrage după sine imposibilitatea identificării undelor difractate de cele reflectate; densitatea observațiilor spațiale nu este legată de condițiile structurii care se prospectează etc.

Mai general putem spune că, la data cînd facem această comparație, metoda seismică spațială se află în condiții mai dezavantajoase decît seismica de corelație continuă a anilor 1940.

Aceste cîteva aspecte comparative impun introducerea unor modificări în tehnologia de teren și de interpretare a seismicii spațiale. Aceste modificări reclamă folosirea unor noțiuni noi, care vor face obiectul capitolului următor.

III. NOȚIUNI DE BAZĂ

Concepem cîmpul scalar de timp măsurat al unei unde corelabile după aplicarea corecțiilor $[t_m(x, y)]$, fiind format din două cîmpuri compuse aditiv :

a) *cîmpul de tip ideal* al undei reflectate sau difractate neafectat de relief, Z.V.M. sau interferențe. Notăm acest cîmp $t_i(x, y)$, care se confundă cu o hartă cu izocrone teoretică ;

b) *cîmpul de timp aleator*, datorat erorilor de citire, de corecții de relief și Z.V.M., precum și fondului de mișcări seismice existent în intervalul de timp corespunzător înregistrării cîmpului ideal. Notăm acest cîmp cu $t_a(x, y)$. Componenta aleatoare a cîmpului măsurat reprezintă harta cu izocrone care ar rezulta dacă s-ar uni punctele din plan în care diferențele dintre cîmpul $t_m(x, y)$ și $t_i(x, y)$ sînt constante (fig. 8).

Pe scurt, cele de mai sus se pot scrie

$$t_m(x, y) = t_i(x, y) + t_a(x, y). \tag{1}$$

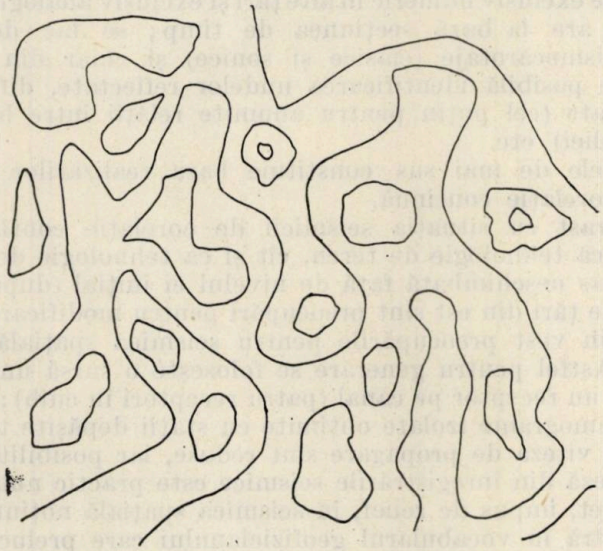


Fig. 8. — Imagine ipotetică a unui cîmp aleator $t_a(x, y)$.

În cele ce urmează vom analiza mai în detaliu cele două cîmpuri din membrul drept al relației (1).

3.1. Unele mărimi caracteristice ale cîmpului $t_i(x, y)$

Pentru a scoate în evidență unele particularități esențiale ale cîmpului ideal $t_i(x, y)$, plecăm de la modelul clasic al mediului omogen (alegerea acestui model, justificată de ușurința tratării, nu va afecta concluziile practice).

a. *Variația cîmpului $t_i(x, y)$ cu distanța.* Hodograful corespunzător unui orizont reflectator plan înclinat are ecuația (2) dacă este raportat la punctul de minim :

$$t_i(R) = \frac{1}{V}\sqrt{R^2 + V^2 t_0^2}, \tag{2}$$

în care R este distanța de la punctul de minim la un punct curent din plan (fig. 9). Creșterea lui $t_i(R)$ cu distanța este dată de relația

$$\mathrm{d}t_i(R) = \frac{\mathrm{d}R}{V\sqrt{1 + \dfrac{V^2 t_0^2}{R^2}}}, \tag{3}$$

din care observăm că, atunci cînd $0 \leqslant R \leqslant \infty$, creșterea $\mathrm{d}t_i(R)$ satisface dubla inegalitate,

$$0 \leqslant \mathrm{d}t_i(R) \leqslant \frac{\mathrm{d}R}{V}.$$

Exemplu numeric 1. Dacă $V = 4\,000$ m/s și $\Delta R = 600$ m, rezultă

$$0 \leqslant \Delta t \leqslant 0{,}150 \text{ s}.$$

Acest exemplu arată că o undă reflectată înregistrată în punctele unei suprafețe cu dimensiunea 600×600 m^2 *apare într-o fereastră de timp de circa 0,150 s.* Rezultatul de mai sus este de o deosebită importanță, deoarece deschide posibilitatea corelării undelor înregistrate pe mai multe dispozitive discrete amplasate în interiorul unei suprafețe limitate. În acest fel, seismica spațială se apropie de seismica de corelație continuă. Evident, dacă condițiile de relief sînt acceptabile, *este recomandabil* ca în cadrul acestor suprafețe să se asigure corelarea de la un dispozitiv spațial la alt dispozitiv spațial (fig. 24).

b) *Variația mărimii „grad t_i" cu distanța.* Gradientul cîmpului de timp ideal, $t_i(R)$, este dat de relația

$$\operatorname{grad} t_i(R) = \frac{\mathrm{d}t_i(R)}{\mathrm{d}R} = \frac{R}{V\sqrt{R^2 + V^2 t_0^2}}\,\overline{R}^{\circ}, \tag{4}$$

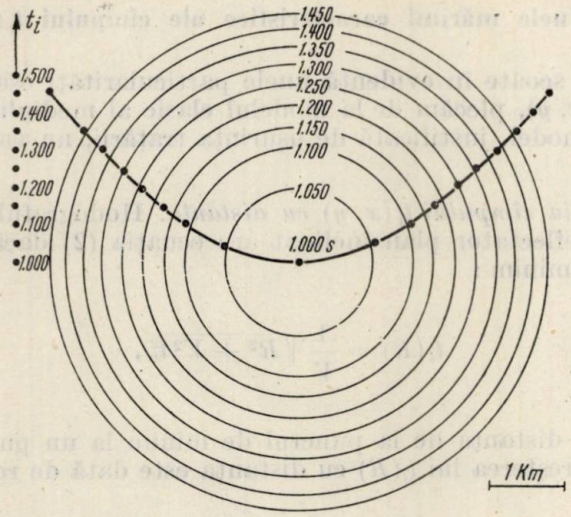


Fig. 9. — Cîmpul de timp al unei unde reflectate construit pentru cazul $v = 3163/s$ şi $ts = 1$ sec.

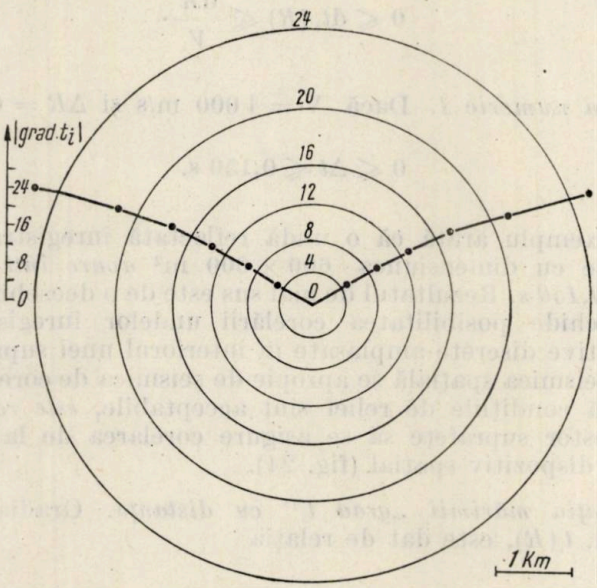


Fig. 10. — Variaţia modulului vectorului ∇t_i în suprafaţa după multiplicare cu 10^5, obţinută pentru cazul $V = 3\,163$ m/s= şi $t_0 = 1$s.

în care R are aceeași semnificație ca la punctul 3.1 a (fig. 10) și satisface dubla inegalitate:

$$0 \leqslant |\operatorname{grad} t_i(R)| \leqslant \frac{1}{V}.$$

Creșterea mărimii $|\operatorname{grad} t_i(R)|$ cu distanța se obține din relația

$$\mathrm{d}\,[\operatorname{grad} t_i(R)] = \frac{\mathrm{d}R}{V^2 t_0 \left(1 + \dfrac{R^2}{V^2 t_0^2}\right)^{3/2}}. \tag{5}$$

Din relația (5) observăm că, atunci cînd $0 \leqslant R \leqslant \infty$, creșterea $\mathrm{d}\,[\operatorname{grad} t_i(R)]$ satisface dubla inegalitate

$$0 \leqslant \mathrm{d}\,[\operatorname{grad} t_i(R)] \leqslant \frac{\mathrm{d}R}{V^2 t_0}.$$

Exemplu numeric 2. Dacă $V = 4000$ m/s, $t_0 = 1{,}5$ s și $\Delta R = 600$ m, rezultă $0 \leqslant \mathrm{d}[\operatorname{grad} t_i(R)] \leqslant 2{,}5 \cdot 10^{-5}$ s/m. Acest exemplu arată că o undă reflectată înregistrată în cadrul unei suprafețe cu dimensiunea 600×600 m^2 admite *gradienți care diferă ca modul cu circa* $2{,}5 \cdot 10^{-5}$ *s/m.*

Rezultatul acesta deschide de asemenea posibilitatea corelării undelor care se referă la un orizont continuu din subsol, dar înregistrate pe mai multe dispozitive discrete amplasate în interiorul unei suprafețe *limitate.*

Concluziile de la punctele 3.1 a și 3.1 b rămîn valabile și pentru undele difractate.

3.2. Unele mărimi caracteristice ale cîmpului aleator $t_a(x, y)$

Cîmpul $t_a(x, y)$, fiind aleator, va trebui descris cu ajutorul unor serii de mărimi medii.

a) *Valoarea medie a funcției aleatoare bidimensionale* $t_a(x, y)$. Pentru a găsi valoarea medie va trebui să evaluăm integrala dublă

$$\tilde{t}_a = \frac{1}{X} \cdot \frac{1}{Y} \int_{-\frac{X}{2}}^{\frac{X}{2}} \int_{-\frac{Y}{2}}^{\frac{Y}{2}} t_a(x, y)\, \mathrm{d}x\, \mathrm{d}y. \tag{6}$$

Așa cum am conceput cîmpul aleator, este plauzibil să considerăm că $t_a(x, y)$ satisface condițiile de staționaritate spațială și că va avea medie nulă pentru o anumită mărime a suprafeței $X \cdot Y$ într-o zonă dată.

b. *Varianța funcției aleatoare bidimensionale* $t_a(x, y)$. Pentru a deosebi două regiuni în care valoarea medie t_a este nulă, va trebui evaluată varianța, adică

$$\sigma^2 = \frac{1}{X} \cdot \frac{1}{Y} \int_{-X/2}^{X/2} \int_{-Y/2}^{Y/2} (t_a(x, y) - \bar{t}_a)^2 \, dx \, dy. \tag{7}$$

Această mărime este o caracteristică esențială a unei zone date și este determinată atît de fondul seismic pe care se înregistrează unda reflectată sau difractată, cît și de valoarea corecțiilor statice reziduale.

Rezultatul geologic al unei prospecțiuni spațiale va fi cu atît mai bun, cu cît σ va fi mai mic (pentru structuri geologice similare).

c. *Distanța la care corelarea cîmpului* $t_a(x, y)$ *scade substanțial.* Funcția de corelare bidimensională este definită de ecuația (8):

$$\Phi(\xi, \eta) = \frac{1}{X_1} \cdot \frac{1}{Y_1} \int_{-X/2}^{X/2} \int_{-Y/2}^{Y/2} t_a(x, y) \, t_a(x + \xi, y + \eta) \, dx \, dy. \tag{8}$$

Dacă funcția aleatoare $t_a(x, y)$ este absolut necorelabilă, mărimea $\Phi(\xi, \eta)$ este reprezentată în figura 11 și satisface relația

$$\Phi(\xi, \eta) = \begin{cases} \sigma^2 \text{ pentru } \xi = \eta = 0, \\ 0 \text{ pentru } \xi \neq 0, \eta \neq 0. \end{cases}$$

În caz contrar,

$$\Phi(\xi, \eta) \gg 0 \quad \text{pentru } \xi < \xi_0, \ \eta < \eta_0,$$

așa cum este arătat în figura 12.

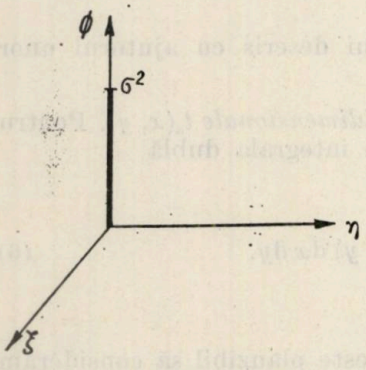


Fig. 11. — Funcția de corelație a unui cîmp aleator absolut necorelat (alb).

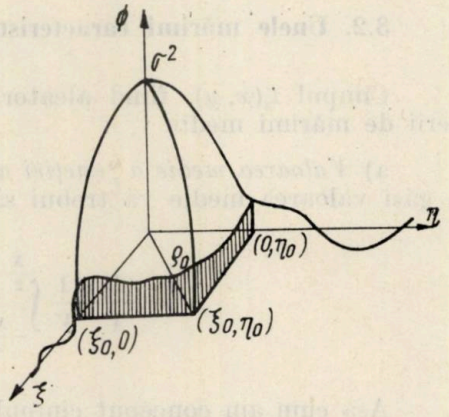


Fig. 12. — Funcția de corelație a unui cîmp aleator corelat.

Aceste valori (ξ_0 și η_0) au importanță practică în alegerea intervalului minim dintre două puncte de observație care ar putea fi combinate împreună în scopul atenuării cîmpului aleator $t_a(x, y)$. Evident, combinarea a două puncte situate la distanță mai mică decît $\sqrt{\xi_0^2 + \eta_0^2}$ nu ar permite înlăturarea efectului cîmpului aleator $t_a(x, y)$.

Exemplu numeric 3. Într-o zonă, distanța la care gradul de corelare este mic este $\sqrt{\xi_0^2 + \eta_0^2} = \rho_0$. Să vedem acum care este *numărul maxim de dispozitive* $n_{D\max}$ care trebuie amplasate în interiorul unei suprafețe circulare cu raza R.

În suprafața de rază R ar putea fi plasate $r = R/\rho_0$ cercuri. În cercul de rază ρ_0 ar putea fi plasate aproximativ 2π dispozitive; în cercul de rază $2\rho_0$, aproximativ 4π dispozitive ș.a.m.d.

Numărul total de dispozitive va fi dat aproximativ de relația

$$n_{D\max} = 1 + 2\pi + 2 \cdot 2\pi + 3 \cdot 2\pi + \ldots + r \cdot 2\pi = 1 + \pi(1 + r)\, r =$$

$$= 1 + \pi\left(1 + \frac{R}{\rho_0}\right)\frac{R}{\rho_0}.$$

Dacă $R = 400$ m, $\rho_0 = 200$ m, rezultă

$$n_{D\max} = 1 + \pi(1 + 2) \cdot 2 \simeq 20 \text{ dispozitive.}$$

Problema corelării cîmpului aleator se poate pune și în raport cu rotirea în jurul unui punct, adică

$$\Phi_R(\gamma) = \frac{1}{\pi}\int_{\pi}^{0} t_{a_R}(\Gamma)\, t_{a_R}(\Gamma + \gamma)\, d\Gamma, \qquad (8')$$

unde indicele R se referă la lungimea dispozitivului care se rotește (fig. 13 și 14).

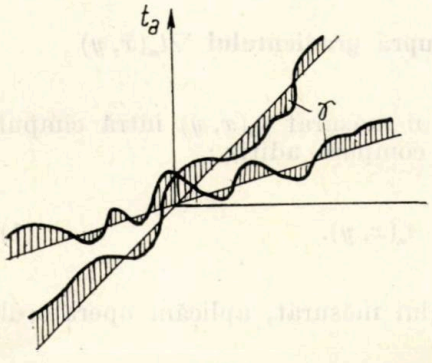


Fig. 13. — Secțiunea cîmpului aleator pe două direcții concurente care fac între ele unghiul γ.

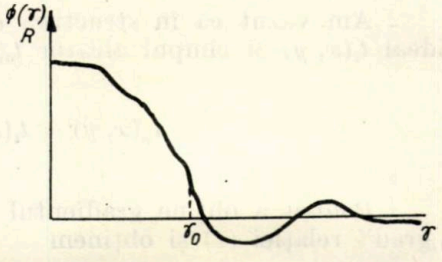


Fig. 14. — Funcția de intercorelație unghiulară a cîmpului aleator.

Dacă pentru o lungime dată de dispozitiv (R) nu există corelare a cîmpului aleator cînd ne referim la mai multe direcții rotite cu diverse unghiuri, are sens să se lucreze pe mai multe direcții; dacă între două direcții care diferă între ele prin unghiul γ_1 corelarea este bună, este suficientă numai o direcție inclusă în unghiul determinat de primele două.

Alegerea direcțiilor pe care trebuie să se facă înregistrarea în așa fel ca prin combinarea aditivă să se reducă efectul cîmpului aleator trebuie să se bazeze pe unghiul de valoare γ_0 dintre două direcții, care conduce la corelarea minimă.

Evident, cînd unghiul γ este mic din cauza dimensiunilor mici ale dispozitivelor practice de teren, va exista o corelare importantă și deci *nu este indicat* să se folosească direcții separate prin unghiuri mici.

Mărimea optimă a unghiului dintre două direcții este determinată de γ_0. Dacă cîmpul aleator $t_a(x, y)$ prezintă staționaritate unghiulară, atunci $n_{d\,\max}$, *numărul maxim de direcții* pe care are sens să se facă înregistrarea pe un dispozitiv dat, se determină din relația

$$n_{d\,\max} = \left\lceil \frac{180}{\gamma_0^\circ} \right. . \tag{9}$$

Reducerea în continuare a efectului cîmpului aleator este posibilă dacă s-ar folosi împreună alte dispozitive similare amplasate la distanță $\rho_0 \geqslant \sqrt{\xi_0^2 + \eta_0^2}$ între ele.

Exemplu numeric 4. Într-o zonă, unghiul la care corelarea cîmpului devine mică este de 83°. *Numărul de direcții maxim necesar pe un dispozitiv*, este

$$n_{d\,\max} = \frac{180}{83^\circ} \approx 2 \text{ direcții (ortogonale)}$$

3.3. Efectul cîmpului aleator asupra gradientului $\nabla t_m(x, y)$

Am văzut că în structura cîmpului măsurat $t_m(x, y)$ intră cîmpul ideal $t_i(x, y)$ și cîmpul aleator $t_a(x, y)$, compuse aditiv:

$$t_m(x, y) = t_i(x, y) + t_a(x, y). \tag{1}$$

Pentru a obține gradientul cîmpului măsurat, aplicăm operatorul „grad" relației (1) și obținem

$$\operatorname{grad} t_m(x, y) = \operatorname{grad} t_i(x, y) + \operatorname{grad} t_a(x, y). \tag{10}$$

Pentru ușurința scrierii vom folosi mai departe pentru operatorul „grad" simbolul „∇", introdus de Hamilton, și astfel relația (10) ia forma

$$\nabla t_m(x, y) = \nabla t_i(x, y) + \nabla t_a(x, y). \quad (10')$$

În general, vectorii $\nabla t_i(x,y)$ și $\nabla t_a(x,y)$ nu sînt coliniari și de aceea gradientul rezultant $\nabla t_m(x,y)$ are, în general, atît modulul, cît și direcția diferită de cele ale $\Delta t_i(x,y)$ (fig. 15).

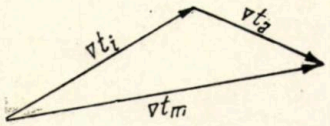


Fig. 15. — Vectorul aleator modifică modulul și direcția vectorului ideal.

3.4. Efectul dimensiunii dispozitivului de măsură asupra lui ∇t_m

Evident, vectorul ∇t_i este o funcție de punct și se obține din cîtul a două diferențiale, așa cum rezultă din formula (4). Ca modul, ∇t_i rămîne *practic constant* dacă îl determinăm cu ajutorul unor dispozitive de dimensiuni mai mari; direcția vectorului ∇t_i este de asemenea foarte puțin dependentă de lungimea dispozitivelor de măsură. De aceea intervenția noastră este fără efect în ceea ce privește mărimea vectorială ∇t_i a componentei ideale. În schimb, pentru un cîmp aleator dat, mărimea vectorială ∇t_a este strîns legată de dimensiunile dispozitivului cu care se evaluează. Într-adevăr, pe o direcție dată, l, gradientul componentei aleatoare a cîmpului măsurat, va fi determinat din relația

$$\nabla t_{a_l} = \frac{\Delta t_a}{\Delta l}. \quad (11)$$

Deoarece pentru un cîmp dat numărătorul relației 11 satisface inegalitatea

$$\Delta t_a \leqslant c \cdot 2\,|\sigma|, \quad (12)$$

rezultă

$$\nabla t_{a_l} \leqslant \frac{c \cdot 2\,|\sigma|}{\Delta l} \quad (13)$$

(în inegalitățile 12 și 13 coeficientul c este de ordinul unităților. În cazul în care t_a este o variabilă aleatoare gaussiană, $c \simeq 3$).

Inegalitatea (13) ne arată că, deoarece numărătorul este limitat la $c \cdot 2\,|\sigma|$ (independent de lungimea dispozitivului), putem reduce valoarea numerică a gradientului aleator corespunzător direcției l prin mărirea dispozitivului. Evident, această observație este valabilă pe orice direcție și de aceea tragem concluzia că și *modulul lui* ∇t_a *se va micșora o dată cu creșterea lungimii dispozitivului.*

Concluzia analizei de mai sus se poate scrie simbolic în relația

$$\lim \nabla t_m = \nabla t_i, \tag{14}$$

$$\Delta l_1 \to \infty,$$

$$\Delta l_2 \to \infty.$$

Înțelesul limitei din relația (14) este diferit de cel matematic, deoarece semnul ∞ nu are sens în problema fizică de care ne ocupăm; de asemenea, riguros vorbind, gradientul unui cîmp de timp nu se poate determina exact pe dispozitive prea mari. Totuși relația (14) ne sugerează o posibilitate practică de reducere a erorilor gradientului cîmpului măsurat, în scopul apropierii de gradientul componentei ideale.

Dimensiunile dispozitivului nu se pot totuși mări oricît, din cauza condițiilor de relief din zonele muntoase. De aceea această condiție de creștere a dimensiunii dispozitivelor în unele cazuri este inoperantă.

Exemplu numeric 5. Într-o zonă, cîmpul aleator are $\sigma = \pm 4$ ms, iar condițiile de relief permit realizarea unor dispozitive de 100 m. Variația modulului gradientului componentei aleatoare a cîmpului de timp admițînd că $t_a(x, y)$ este gaussian este

$$|\nabla t_a| \leqslant \frac{c \cdot 2|\sigma|}{100} = \frac{3.2.4}{100} = 24 \cdot 10^{-5} \text{ s/m}.$$

Acest exemplu arată că modulul gradientului aleator în condiții practice de lucru are același ordin de mărime ca modulul gradientului componentei ideale (fig. 10). Deoarece erori de ordinul de mărime din acest exemplu sînt posibile, observăm că problema componentei aleatoare este foarte importantă în lucrările spațiale. Dacă ar fi posibilă o dublare a lungimii dispozitivului, gradientul aleator ∇t_a își reduce valoarea la jumătate. De aceea *este indicată folosirea unor dispozitive mărite.*

3.5. Densitatea de probabilitate a azimutului și a modulului gradientului aleator

În exemplul numeric 5 am constatat că gradientul aleator are același domeniu de variație cu gradientul ideal. În aceste condiții, gradientul cîmpului măsurat poate fi serios corupt de componenta aleatoare și de aceea vom analiza mai în detaliu proprietățile probabilistice ale acestei componente.

Presupunem că în zonele în care se aplică seismica spațială s-a mărit dimensiunea dispozitivului de măsură pînă la limita practic posibilă. Prin această operație s-a redus mărimea gradientului aleator, dar nu s-a anulat. În cele ce urmează vom analiza densitatea de probabilitate a acestui gradient aleator rămas în urma măririi dimensiunii dispozitivului.

Pentru a ușura analiza vom considera două sisteme particulare de observație, și anume:

— seismosondaje centrale în condițiile unei structuri orizontale;

— seismosondaje spațiale în condițiile unei zone cu înclinări diferite de zero, dar cu o geometrie a dispozitivului de generare-înregistrare particulară, și anume dispozitivul de înregistrare amplasat în minimum hodografului ideal.

În aceste condiții, gradientul componentei ideale este nul și înregistrările care satisfac condițiile de mai sus vor pune în evidență gradienții componentei aleatoare (vezi relația (10) și fig. 15).

Așa cum este cunoscut, în lucrările de seismosondaj se determină gradientul de timp pe două sau pe mai multe direcții pentru a determina gradientul atașat unui seismosondaj dat.

Este plauzibil să admitem că eroarea de gradient (gradientul aleator) pe fiecare dintre direcțiile 1 și 2 are o densitate de probabilitate gaussiană, adică

$$p(\nabla t_{a_1}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_0} e^{-\frac{[\nabla t_{a_1}]^2}{2\sigma_0^2}}, \tag{15}$$

$$p(\nabla t_{a_2}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma_0} e^{-\frac{[\nabla t_{a_2}]^2}{2\sigma_0^2}}, \tag{16}$$

unde $\sigma_0 = \dfrac{\sigma}{\Delta l}$.

Considerăm că ne plasăm în condițiile exemplului numeric 4, adică în condițiile în care cîmpul aleator este independent pe două direcții ortogonale. În acest caz, densitatea de probabilitate ca să apară evenimentul $\nabla t_{a_1} \cap \nabla t_{a_2}$ este dată de relația

$$p[\nabla t_{a_1} \cap \nabla t_{a_2}] = \frac{1}{2\pi\sigma_0^2} e^{-\frac{[\nabla t_{a_1}]^2 + [\nabla t_{a_2}]^2}{2\sigma_0^2}}. \tag{17}$$

Pentru a pune în evidență modulul gradientului vom face schimbarea de variabilă:

$$\nabla t_{a_1} = \nabla t_a \cos\alpha,$$

$$\nabla t_{a_2} = \nabla t_a \sin\alpha, \tag{18}$$

$$d[\nabla t_{a_1}] \cdot d[\nabla t_{a_2}] = |\nabla t_a| \cdot d[|\nabla t_a|]\, d\alpha,$$

și găsim

$$p(\nabla t_{a1} \cap \nabla t_{a2})\, \mathrm{d}[\nabla t_{a1}] \cdot \mathrm{d}[\nabla t_{a2}] = \frac{1}{2\pi\, \sigma_0^2}\, \mathrm{e}^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}} \cdot |\nabla t_a| \cdot \mathrm{d}[|\nabla t_a|].\, \mathrm{d}\alpha. \tag{19}$$

În relația (19) identificăm două densități de probabilitate:

$$p(\alpha) = \frac{1}{2\pi}, \tag{20}$$

$$p(|\nabla t_a|) = \frac{|\nabla t_a|}{\sigma_0^2}\, \mathrm{e}^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}. \tag{21}$$

Într-adevăr, relațiile (20) și (21) satisfac condițiile de normare:

$$\int_0^{2\pi} p(\alpha) \cdot \mathrm{d}\alpha = \int_0^{2\pi} \frac{\mathrm{d}\alpha}{2\pi} = \frac{1}{2\pi}\, \alpha \Big|_0^{2\pi} = 1$$

și

$$\int_0^{\infty} \frac{|\nabla t_a|}{\sigma_0^2}\, \mathrm{e}^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}\, \mathrm{d}|\nabla t_a| = \int_0^{\infty} \mathrm{d}\left(-\mathrm{e}^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}\right) = -\mathrm{e}^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}} \Big|_0^{\infty} = -(0-1) = 1.$$

Deci relațiile (20) și (21) sînt densități de probabilitate.

Acest rezultat ne arată că, dacă gradienții măsurați pe două direcții ortogonale sînt independenți și distribuiți după o lege gaussiană, *gradientul total este omogen distribuit ca azimut* (relația (20)) și admite o densitate de probabilitate tip Raileygh dacă ne referim la modulul vectorului ∇t_a (relația (21)).

În figurile 16 și 17 ilustrăm grafic densitățile de probabilitate din relațiile (20) și (21).

De remarcat că, deși gradienții aleatori și cu valoare zero de pe direcțiile 1 și 2 au frecvența cea mai mare de apariție (vezi relațiile (15) și (16)), modulul gradientului aleator total, $|\nabla t_a|$, capătă valoarea zero în cele mai puține cazuri (fig. 17).

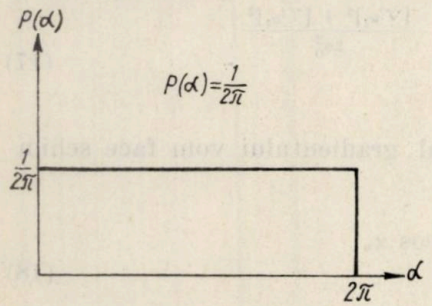


Fig. 16. — Densitatea de probabilitate a azimutului vectorului ∇t_a este uniformă.

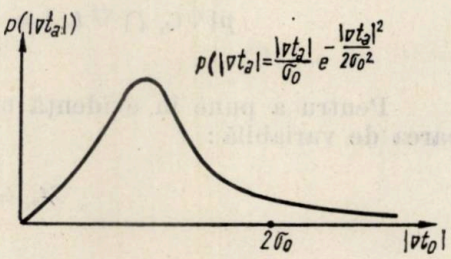


Fig. 17. — Densitatea de probabilitate a modulului vectorului ∇t_a este tip Raileygh.

3.6. Consecințele practice ale densităților de probabilitate ale vectorului ∇t_a

Densitatea uniformă de probabilitate a azimutului vectorului ∇t_a ne sugerează posibilitatea *reducerii* modulului gradientului aleator (rămas după mărirea dispozitivului) prin combinarea mai multor gradienți aleatori. Condiția necesară și suficientă pentru realizarea reducerii mărimii gradientului aleator este aceea a independenței statistice.

Această condiție ne conduce la necesitatea *folosirii simultană a mai multor dispozitive* pentru determinarea gradientului.

Schema unui sistem de prelucrare bazat pe folosirea simultană a mai multor dispozitive ar putea fi cea din figura 18.

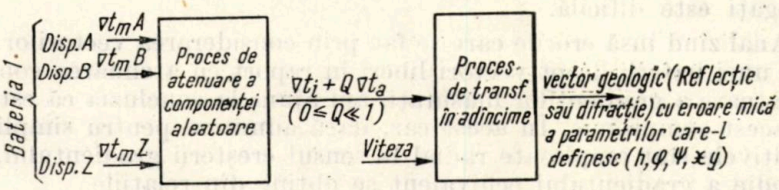


Fig. 18. — Schema unui sistem posibil de prelucrare multidispozitiv.

Spre deosebire de schema clasică de prelucrare în care se folosește *un singur dispozitiv* pentru a obține un element reflectator, sistemul de prelucrare rezultat din analiza de mai sus o vom numi *prelucrare multidispozitiv*.

Dispozitivele care intră într-un sistem de prelucrare multidispozitiv trebuie să conțină fiecare aceleași unde (reflexii sau difracții) în scopul realizării redondante a gradientului cîmpului ideal și să fie astfel amplasate în interiorul unei suprafețe încît gradientul cîmpului aleator să prezinte independență statistică.

Mulțimea dispozitivelor amplasate în astfel de suprafețe, înregistrate dintr-o sondă dată o denumim *baterie*. Dacă în baterie sînt α dispozitive, atunci bateria este de ordin α.

Din cele de mai sus constatăm că, în scopul reducerii componentei aleatoare a cîmpului măsurat, sîntem conduși la necesitatea combinării mai multor dispozitive care formează o baterie. O cale simplă de atingere a acestui scop este medierea vectorială a vectorilor ∇t_m, măsurați în cadrul unei baterii. Notăm că locul reducerii erorilor trebuie ales, în lanțul prelucrării datelor spațiale, la nivelul gradienților. Această alegere este impusă de caracterul neliniar al algoritmului de calcul al vectorilor geologici.

3.7. Efectul medierii gradienților măsurați în cadrul unei baterii

Deoarece în structura mărimii vectoriale ∇t_m intră vectorii ∇t_i și ∇t_a (vezi relația (10')), vom analiza pe rînd efectul medierii.

a) *Medierea gradienților componentei ideale.* Din analiza relației 4 și a figurii 10, în cadrul unei baterii, gradientul de timp al componentei

ideale prezintă *practic* o variație liniară (vezi și exemplul numeric 2). Această constatare se poate scrie compact sub forma

$$\nabla t_{i(\Delta R)} = \nabla t_{i0} + m \triangle R. \tag{22}$$

După procesul de însumare, din sistemul de vectori atașați fiecărui dispozitiv al bateriei vom obține un vector-sumă sau un *vector mediu echivalent*, care s-ar înregistra într-un *dispozitiv echivalent* în cadrul bateriei. Modulul și punctul de aplicație al acestui vector mediu vor face obiectul celor de mai jos.

În primul rînd trebuie să notăm că vectorul ∇t_i este un vector legat de punct și așa, cum este cunoscut, reducerea unui sistem de vectori legați este dificilă.

Analizînd însă erorile care se fac prin considerarea vectorilor ∇t_i din cadrul unei baterii drept vectori liberi în raport cu atenuarea componentei aleatoare a gradienților măsurați, am ajuns la concluzia că este avantajos acest compromis. În acest caz, dacă admitem pentru simplitate că dispozitivele sînt amplasate radial în sensul creșterii gradientului, valoarea medie a gradientului echivalent se obține din relațiile

$$\begin{aligned}
\nabla t_{i\Delta R0} &= \nabla t_{i0} + m \cdot 0, \\
\nabla t_{i\Delta R1} &= \nabla t_{i0} + m \triangle R_1, \\
\nabla t_{i\Delta R2} &= \nabla t_{i0} + m \triangle R_2, \\
&\cdots \\
\nabla t_{i\Delta R_{n-1}} &= \nabla t_{i0} + m \triangle R_{n-1}.
\end{aligned} \tag{23}$$

Prin însumare și împărțire cu n se găsește

$$\frac{1}{n} \sum_{j=0}^{n-1} \nabla t_{i\Delta R_j} = \nabla t_{i_0} + m \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{n-1} \Delta R_j \tag{24}$$

sau

$$\nabla_{\text{med}}\, t_i = \nabla t_{i_0} + m \Delta R_{\text{med}}, \tag{25}$$

unde

$$\nabla_{\text{med}}\, t_i = \frac{1}{n} \sum_{j=0}^{n-1} \nabla t_{i\Delta R_j}, \tag{26}$$

$$\Delta R_{\text{med}} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{n-1} \Delta R_j. \tag{27}$$

Aceste relații ne arată că prin medierea gradienților de timp ai componentei ideale a cîmpului măsurat *an* dispozitive dispuse radial obținem o valoare care s-ar determina dacă ar exista un dispozitiv amplasat la distanța

$$\Delta R_{\text{med}} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{n-1} \Delta R_j ,$$

măsurată de la dispozitivul situat în apropierea punctului de minim al cîmpului de timp ideal (fig. 19) (dacă pentru creșterea gradientului se admite altă lege decît cea liniară, se pot face în același mod calculele și se determină ΔR_m pentru acea lege).

În practică nu se pot asigura dispozitive care să fie amplasate radial. De aceea va trebui să reducem sistemul de gradienți obținuți din dispozitive amplasate oricum într-o arie $L \times L$ m² (fig. 20.):

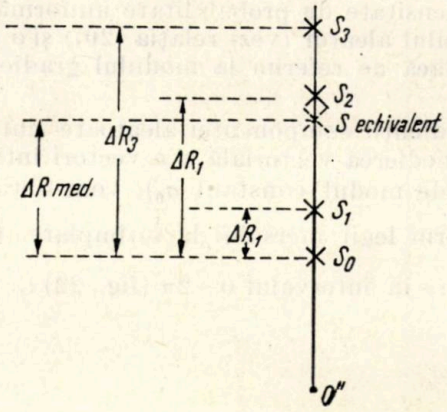


Fig. 19. — Determinarea ordonatei vectorului ∇t_i în cadrul unei baterii radiale.

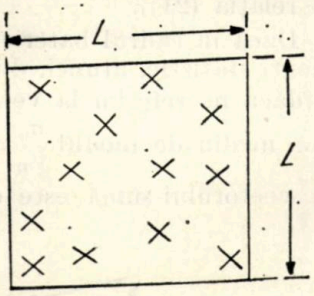


Fig. 20.

Prin medierea gradienților din cadrul unei baterii se obțin modulul gradientului mediu și direcția gradientului mediu. Ordonata punctului de aplicație se poate obține prin proiectarea dispozitivelor pe direcția gradientului și apoi prin folosirea relației (27).

Efectul curburii cîmpului ideal este neglijabil (fig. 9). Pentru determinarea abscisei punctului de aplicație în cadrul bateriei se poate proceda astfel:

— prin ordonata punctului de aplicație a gradientului mediu se duce o perpendiculară pe direcția gradientului mediu;

— se proiectează centrele dispozitivelor din baterie pe linia astfel obținută (numai dispozitivele pe care s-a corelat unda);

— se determină centrul de greutate al punctelor proiectate, considerîndu-se că în fiecare punct acționează o forță unitară.

Punctul astfel obținut reprezintă pentru bateria dată abscisa punctului de aplicație (fig. 21).

Erorile coordonatelor punctului de aplicație determinate după metodologia de mai sus sînt cu atît mai mici cu cît dispozitivele sînt mai omogen distribuite în cadrul bateriei.

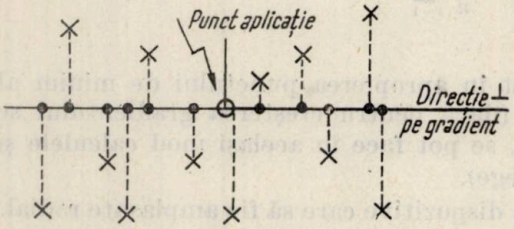


Fig. 21. — Determinarea abscisei vectorului ∇t_i în cadrul unei baterii.

b. *Medierea gradienților componentei aleatoare.* Așa cum am văzut, componenta aleatoare a cîmpului de timp măsurat în cadrul unei baterii conduce la gradienți care au o densitate de probabilitate uniformă dacă ne referim la orientarea gradientului aleator (vezi relația (20)) și o densitate de probabilitate Raileygh dacă ne referim la modulul gradientului (vezi relația (21)).

Dacă în cadrul bateriei gradienții componentei aleatoare sînt independenți statistic, atunci, după medierea vectorială a n vectori întîmplători (dacă ne referim la vectori de modul constant σ_0), vom obține un vector mediu de modul $\frac{\sigma_0}{\sqrt{n}}$ conform legii mersului la întîmplare. Orientarea vectorului-sumă este oricare în intervalul $0-2\pi$ (fig. 22):

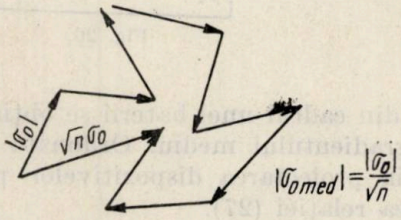


Fig. 22. — Medierea gradientului aleator ∇t_a.

c. *Medierea gradienților cîmpului măsurat.* Pînă aici am analizat separat comportarea gradienților componentelor ideale și aleatoare. În practică nu avem aceste componente separate și vom fi nevoiți să mediem gradienții măsurați ∇t_m care au în structura lor atît componenta ideală, cît și pe cea aleatoare. Deoarece legea de compoziție a celor două componente este adunarea, analiza de la punctele 4.7 *a* și 4.7 *b* este suficientă pentru a determina care este structura mediei vectorilor ∇t_m, determinați în cadrul bateriei.

Această structură este

$$\nabla_{\text{med}}\, t_m = \nabla_{\text{med}}\, t_i + \frac{1}{n+1}\sum_{j=0}^{n} \nabla t_{aj}\,, \tag{28}$$

unde $\nabla_{\text{med}}\, t_i$ este dat de relația (26), iar vectorul $\frac{1}{n+1}\sum_{j=0}^{n} \nabla t_{aj} \cong \frac{\sigma_0}{\sqrt{n+1}}$ în ipoteza admisă la punctul 3.7. b.
Expresia

$$\frac{1}{n+1}\sum_{j=0}^{n} \nabla t_{aj} \cong \frac{\sigma_0}{\sqrt{n+1}} \tag{29}$$

evaluează numai mărimea componentei aleatoare medii; în ceea ce privește azimutul vectorului aleator mediu, acesta are cu egală probabilitate orice valoare în domeniul $0-2\pi$.

Mai jos dăm o reprezentare grafică a procesului de mediere vectorială a gradienților măsurați în cadrul unei baterii, punînd în evidență elementele componente ∇t_i și ∇t_a și valoarea medie (fig. 23):

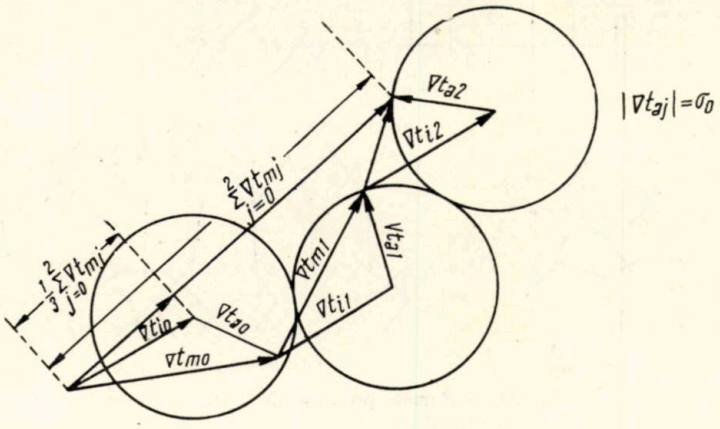


Fig. 23. — Procesul de mediere vectorială a gradienților măsurați.

După însumare, gradientul componentei ideale crește practic de trei ori, în timp ce gradientul componentei aleatoare crește numai de $\sqrt{3}$ ori (bateria din figura 23 fiind de ordinul 3). Raportul lor pentru o baterie de ordin n,

$$\mu = \frac{n\,|\nabla t_i|}{\sqrt{n}\;\sigma_0} \cong \sqrt{n}\;\frac{|\nabla t_i|}{\sigma_0}, \tag{30}$$

adică raportul modulelor gradienților ideali și aleatori, este îmbunătățit după însumare de $\sqrt{n}$ ori.

Exemplul numeric 6. În cadrul unei baterii de ordinul 30, gradientul părții ideale a cîmpului de timp are valoarea $12 \cdot 10^{-5}$ s/m, iar gradientul componentei aleatoare are valoarea $8 \cdot 10^{-5}$ s/m. Raportul modulelor vectorilor după prelucrarea multidispozitiv dacă unda la care ne referim s-a putut detecta pe 25 dispozitive se poate obține aplicînd formula (30)

$$\mu = \sqrt{25}\frac{12 \cdot 10^{-5}}{8 \cdot 10^{-5}} = 7{,}5.$$

3.8. Gradul de certitudine că vectorii mediați se referă la aceeași undă

Evident, media unor mărimi are sens numai dacă valorile care intră în medie se referă la mărimi cu o caracteristică comună sau care sînt de același tip.

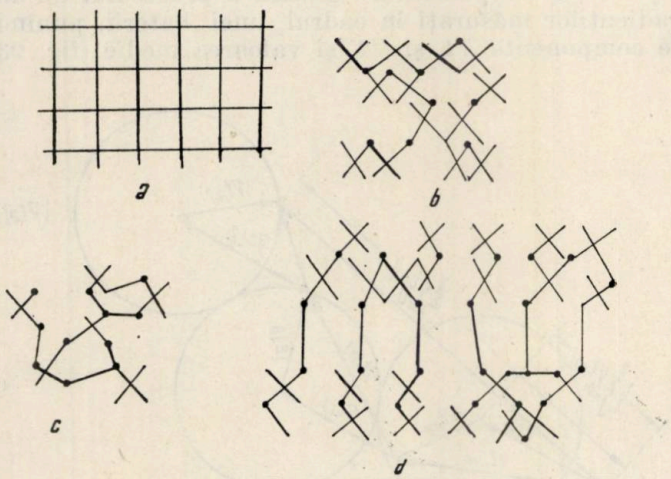


Fig. 24. — Forme posibile de baterii.

În cazul analizat, gradienții cîmpului măsurat ar trebui să se refere la aceeași undă în cadrul unei baterii (reflexie sau difracție). Deoarece în seismica spațială relieful reprezintă un mare inconvenient și *determină* înregistrarea discretă, există pericolul potențial al medierii unor gradienți care se referă la două sau la mai multe unde diferite. Pentru a evita acest neajuns, sugerăm două căi în ordinea importanței lor:

a) asigurarea corelării în cadrul fiecărei baterii *fără restricții legate* de rectiliniaritate (fig. 24);

b) respectarea în sens statistic a relației

$$t_j = t_0 + \Delta R_j \cdot \nabla_{\text{med}}\, t_m, \qquad (31)$$

după proiectarea seismosondajelor pe direcția gradientului mediu (formînd astfel o baterie radială) (fig. 19).

3.9. Efectul medierii vectorilor ∇t_{mj} asupra azimutului „vectorului geologic"

Pentru analiza azimutului „vectorului geologic" ne vom referi la figura 25.

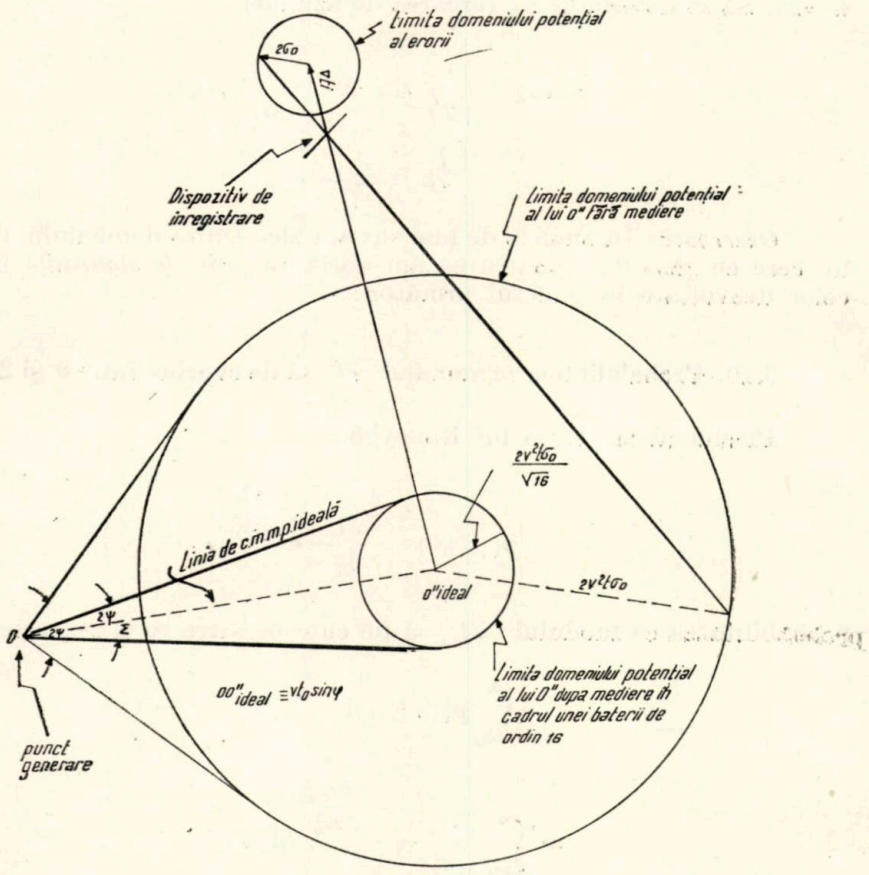


Fig. 25. — Azimutul „vectorului geologic" se apropie de azimutul ideal.

Se observă că pentru o măsurătoare particulară înregistrăm următoarea eroare maximă de azimut:

$$\sin \psi = \frac{V^2 t 2\sigma_0}{V t_0 \sin \varphi}. \qquad (32)$$

După prelucrarea multidispozitiv a gradienților unei baterii, eroarea maximă este dată de relația

$$\sin\psi_\Sigma = \frac{\frac{V^2 t\, 2\sigma_0}{\sqrt{n}}}{V t_0 \sin\varphi} = \frac{1}{n}\sin\psi, \tag{33}$$

adică eroarea de azimut este micșorată față de cazul individual.

Exemplul numeric 7. Într-un caz $\psi = \pm 90°$ și numărul de dispozitive, $n=25$. Să se determine ψ_Σ (eroarea de azimut)

$$\sin\psi_\Sigma = \frac{1}{\sqrt{25}}\sin 90° = \frac{1}{5} = 0{,}2,$$

$$\psi_\Sigma = \pm 12°.$$

Observație. În analiza de mai sus am ales limita domeniului de eroare un cerc cu raza $2\sigma_0$, pentru că am dorit un *prag de siguranță* în sensul celor dezvoltate la punctul următor:

3.10. Probabilitatea ca modulul ∇t_a să fie cuprins între 0 și $2\sigma_0$

Plecînd de la legea lui Raileygh:

$$p(|\nabla t_a|) = \frac{|\nabla t_a|}{\sigma_0^2}\, e^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}, \tag{34}$$

probabilitatea ca modulul $|\nabla t_a|$ să fie cuprins între ∞ și $2\sigma_0$ este

$$\int_{2\sigma_0}^{\infty} p(|\nabla t_a|)\, \mathrm{d}\,|\nabla t_a| =$$

$$= \int_{2\sigma_0}^{\infty} \frac{|\nabla t_a|}{\sigma_0^2}\, e^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}\, \mathrm{d}\,|\nabla t_a| =$$

$$= \int_{2\sigma_0}^{\infty} \mathrm{d}\left(-e^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}\right) = -e^{-\frac{|\nabla t_a|^2}{2\sigma_0^2}}\Big|_{2\sigma_0}^{\infty} =$$

$$= -\left(0 - e^{-\frac{4\sigma_0^2}{2\sigma_0^2}}\right) = e^{-2}.$$

Conform condiției de normare avem

$$\int_0^{2\sigma_0} p\,|\nabla t_a|\,\mathrm{d}\,|\nabla t_a| + \int_{2\sigma_0}^{\infty} p\,|\nabla t_a|\,\mathrm{d}\,|\nabla t_a| = 1.$$

Deoarece

$$\int_{2\sigma_0}^{\infty} p\,|\nabla t_a|\,\mathrm{d}\,|\nabla t_a| = \mathrm{e}^{-2},$$

rezultă

$$\int_0^{2\sigma_0} p\,|\nabla t_a|\,\mathrm{d}\,|\nabla t_a| = 1 - \mathrm{e}^{-2} \cong 0{,}87. \tag{35}$$

Relația (35) ne spune că din 100 de cazuri 87 vor apărea cu valori ale mărimii $|\nabla t_a|$ cuprinse între 0 și $2\sigma_0$ (fig. 26).

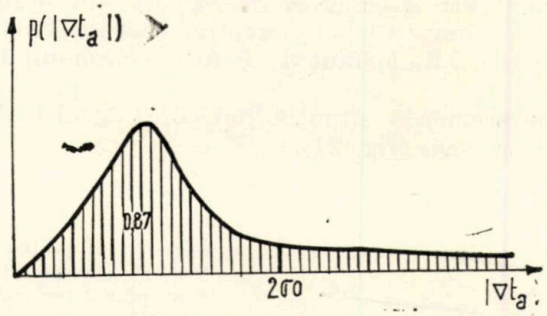


Fig. 26. — Efectul alegerii unui prag de siguranță.

3.11. Densitatea de observație necesară în cadrul unei baterii pentru a obține în 87 % din cazuri informații corecte despre structura geologică

La baza determinării densității din cadrul unei baterii punem „pragul" $2\sigma_0$.

Într-o lucrare seismică este important ca informațiile obținute să nu prezinte nici inversiuni ale înclinărilor și nici abateri mari de azimut. Din figura 25 se pot obține două condiții pentru densitatea de observație care satisfac cerința de mai sus, și anume

$$\sin \psi_\Sigma = \frac{V^2 t 2\sigma_0}{\sqrt{n}\; V t_0 \sin \varphi} \tag{36}$$

sau

$$\frac{V^2 t 2\sigma_0}{\sqrt{n}} \ll V t_0 \sin \varphi. \tag{37}$$

Din relația (36), de exemplu obținem

$$n_{\text{nec}} = \frac{4V^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \psi_\Sigma}. \tag{38}$$

Notăm că numărul de observații din cadrul unei baterii este funcție de eroarea de gradient proprie fiecărei zone, de viteza de propagare, de înclinarea structurii și de eroarea de azimut admisă.

Exemplul numeric 8. Într-o zonă $V^2 = 10^7\ \text{m}^2/\text{s}^2$; $\varphi = 10°$; $\sigma_0^2 = 25 \cdot 10^{-10}\ \text{s}^2/\text{m}^2$; $t^2 \approx t_0^2$.

Numărul de observații *necesar* în cadrul bateriei pentru a asigura precizia de azimut $\psi_\Sigma = \pm 20°$ se obține din formula (38)

$$n_{\text{nec}} = \frac{4 \cdot 10^7 \cdot 25 \cdot 10^{-10}}{0{,}03 \cdot 0{,}116} = 0{,}289 \cdot 10^2 \approx 29 \text{ de observații/baterie.}$$

Astfel, într-o zonă în care întîlnim condițiile de mai sus, 87% din „vectorii geologici" vor avea erori de azimut sub $\pm 20°$, iar 13% pot prezenta abateri mai mari. Cu alte cuvinte, vom întîlni 5 vectori concordanți (în limitele erorii de azimut de $\pm 20°$) și probabil 1 vector cu abatere mai mare.

Evident, în asemenea situație judecarea statistică a rezultatelor seismicii spațiale are sens (fig. 27).

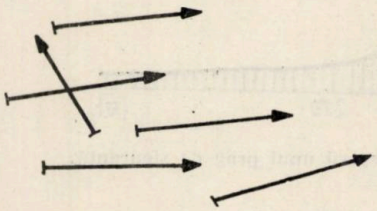


Fig. 27. — Cum pot apărea vectorii geologici cînd alegem pragul de siguranță $2\sigma_0$.

Observație. Sîntem în fața a două cerințe, legate de numărul de dispozitive din cadrul unei baterii. Astfel la punctul 3.2c, exemplul numeric 3, am găsit un număr de dispozitive *maxim* admisibil în cadrul unei suprafețe date, legat de proprietățile de corelare ale cîmpului aleator, iar la punctul 3.11, exemplul numeric 8, am găsit un număr de dispozitive necesar pentru a asigura o precizie dată. Evident că pentru o arie dată a bateriei numai întîmplător cele două valori ale lui n pot coincide. În general, ele sînt diferite.

Din condiția de compatibilitate a celor două valori de densitate obținem o relație pentru dimensiunea bateriei.

3.12. Dimensiunea unei baterii

Pentru a afla dimensiunea unei baterii pentru anumite condiții date (proprietățile de corelare ale cîmpului aleator, viteza, σ_0, unghiul de înclinare φ, precizia de azimut ψ), vom folosi rezultatul exemplului

numeric 8 și relația (38), și anume $n_{D.\max} \geqslant n_{\text{necesar}}$ adică

$$1 + \pi\left(1 + \frac{R}{\rho_0}\right)\frac{R}{\rho_0} \geqslant \frac{4v^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma}. \tag{39}$$

Condiția de mai sus are următoarea justificare: dacă n_{necesar} este mai mare decît $n_{D.\max}$ admisibil într-o baterie (obținut din condiția de necorelare), o parte din dispozitive vor fi amplasate la distanțe care oferă corelabilitate cîmpului întîmplător și sînt deci inutile.

Rezolvarea inegalității (39) în raport cu R conduce la obținerea dimensiunii bateriei. Inegalitatea (39) poate fi scrisă

$$1 + \pi\frac{R}{\rho_0} + \pi\frac{R^2}{\rho_0^2} - \frac{4V^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma} \geqslant 0 \tag{40}$$

sau

$$\frac{\pi}{\rho_0^2} R^2 + \frac{\pi}{\rho_0} R - \frac{4V^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma} + 1 \geqslant 0, \tag{41}$$

$$R_{12} = \frac{-\frac{\pi}{\rho_0} \pm \sqrt{\frac{\pi^2}{\rho_0^2} - \frac{4\pi}{\rho_0^2}\left(-\frac{4V^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma} + 1\right)}}{\frac{2\pi}{\rho_0^2}}. \tag{42}$$

Deoarece R prin natura problemei este o mărime pozitivă, soluția care are sens este dată de relația

$$R = \frac{-\frac{\pi}{\rho_0} + \sqrt{\frac{\pi^2}{\rho_0^2} - \frac{4\pi}{\rho_0^2}\left(-\frac{4V^2 t^2 \sigma_0^2}{t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma} + 1\right)}}{\frac{2\pi}{\rho_0^2}} \tag{43}$$

sau

$$R = \frac{\frac{\pi}{\rho_0}\left[-1 + \sqrt{1 + \frac{16V^2 t^2 \sigma_0^2}{\pi t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma} - \frac{4}{\pi}}\right]}{\frac{2\pi}{\rho_0^2}}.$$

Deoarece diferența $1 - \frac{\pi}{4}$ de sub radical este mult mai mică decît celălalt termen, obținem

$$R \cong \frac{\rho_0}{2}\left[-1 + \sqrt{\frac{16V^2 t^2 \sigma_0^2}{\pi t_0^2 \sin^2 \varphi \sin^2 \psi_\Sigma,}}\right],$$

adică

$$R \simeq \frac{2\rho_0 vt\sigma_0}{\sqrt{\pi t_0}\sin\varphi\cdot\sin\psi_\Sigma} - \frac{\rho_0}{2} = \rho_0\left[\frac{2vt\sigma_0}{\sqrt{\pi t_0}\sin\varphi\cdot\sin\psi_\Sigma} - 0{,}5\right]. \quad (44)$$

Din relația (39) rezultă că, dacă R devine mai mare, inegalitatea este întărită. De aceea vom neglija termenul al doilea din membrul drept al relației (44) și vom obține o formulă practică:

$$R_{\min} \simeq \frac{2\rho_0 V t\sigma_0}{\sqrt{\pi t_0}\sin\varphi\sin\psi_\Sigma} = \rho_0\sqrt{\frac{n_{\text{necesar}}}{\pi}}.$$

Relația (45) ne spune că dimensiunea unei baterii depinde de proprietățile de corelare, de viteză din zonă, de înclinarea structurii, de pragul de siguranță ales și de precizia determinării azimutului vectorilor geologici sau, mai compact, de condițiile de corelare și de densitatea necesară.

Exemplul numeric 9. Să se determine raza bateriei circulare într-o zonă în care întîlnim condițiile de la exemplul numeric 8, iar distanța de corelare este de 150 m.

Aplicînd formula (45), găsim

$$R_{\min} \cong \rho_0\sqrt{\frac{n}{\pi}} = 150\sqrt{\frac{29}{\pi}} \cong 450 \text{ m}.$$

Deci bateria va avea dimensiunea de circa 900×900 m^2.

3.13. Relația dintre dimensiunea bateriei și structura geologică. Principiul incertitudinii în seismică

Din analiza făcută la punctul 3.12 am găsit legătura dintre dimensiunea bateriei, densitatea necesară asigurării unei precizii prescrise și proprietățile de corelare date, adică

$$R_{\min} \cong \rho_0\sqrt{\frac{n_{\text{necesar}}}{\pi}}. \quad (46)$$

Evident, aceste cerințe sînt „exterioare" dimensiunii orizonturilor continui din subsolul unei zone date (exterioare aspectului tectonic) și de aceea este necesar să comparăm dimensiunile bateriei cu structura proprie fiecărei zone. Mai jos vom găsi relațiile dintre dimensiunea bateriei și dimensiunea „blocurilor", neglijînd momentan complicațiile datorate difracțiilor.

a. *Cazul unei structuri cu extindere infinită.* În acest caz, extinderea orizontului de prospectat fiind foarte mare în raport cu extinderea unei baterii, adică

$$G_\infty \gg R_{\min}, \quad (47)$$

nu apar probleme în obținerea de informații de la orizontul dat în cadrul tuturor dispozitivelor bateriei. De aceea, în asemenea situație, prin prelucrarea multidispozitiv se obțin rezultate cu precizie apropiată de cea calculată teoretic apriori.

Dacă orizontul G_∞ are înclinare nulă, elementele reflectatoare care trimit mesaje la o baterie circulară se vor găsi atît la nivelul stratului, cît și după proiecție pe un plan orizontal, cuprinse în interiorul unei suprafețe circulare S_j de rază $\frac{R_{min}}{2}$, indiferent de poziția bateriei în suprafața de observație în raport cu punctul de generare (fig. 28).

Dacă orizontul G_∞ are înclinarea φ, elementele reflectatoare care trimit mesaje la o baterie circulară de rază R_{min} vor avea dimensiuni care variază cu poziția bateriei în raport cu punctul de generare respectînd condiția

$$S_j < \pi R_{min}^2, \tag{48}$$

unde S_j este suprafața care trimite mesaje reflectate la bateria j (fig. 29).

De asemenea S_j se proiectează pe suprafața de observație în domenii de dimensiuni variabile. Rezultă că, în cazul unui orizont înclinat, „vectorii geologici" care provin din cadrul unei baterii vor „umple" suprafețe de dimensiuni diferite funcție de poziția relativă punct de generare baterie (fig. 29).

În general, raportîndu-ne la punctul de generare, pentru un monoclin avem următoarea relație de ordine între suprafețele S_j:

$$S_{aval} < S_{amonte} \tag{49}$$

pentru aceeași dimensiune a bateriei.

b. *Cazul unei structuri monoclinale în blocuri cu dimensiuni ale blocurilor comparabile cu dimensiunile bateriei de raze* R_{min}. Inegalitatea (48) ne determină să considerăm că este posibilă rezolvarea prin seismica spațială a unei structuri în blocuri de rază $G_{bloc\ 1} \geqslant R_{min}$ cu condiția ca suprafața de raza $G_{bloc\ 1}$ să trimită mesaje reflectate, adică în procesul de tectonizare să nu se fi produs schimbări ale proprietăților reflectante. Notăm totuși, că în cazul unei structuri în blocuri apar și alte tipuri de unde (unde difractate, unde refractat-reflectate etc.), care complică mult problema.

Inegalitatea (49) ne sugerează posibilitatea teoretică de prospectare a unei zone cu blocuri foarte mici, adică cu blocuri de rază $G_{bloc\ 2} < R_{min}$ sau, pentru a ajunge la o relație practică,

$$G_{bloc\ 2} \geqslant \frac{1}{2} R_{min}. \tag{50}$$

În acest caz, bateriile ar trebui amplasate în aval în raport cu punctul de generare (fig. 29).

Dacă blocurile prezintă o formă alungită într-o anumită direcție și satisfac relația $L_{bloc} > R_{min}$, atunci zona ar putea fi prospectabilă prin seismica spațială dacă s-ar folosi baterii alungite după acea direcție.

c. *Cazul unei structuri cutate.* Evident, dacă flancurile cutelor au dimensiuni care depășesc de cîteva ori dimensiunile bateriei, adică dacă $F_{\text{struct.}\infty} \gg R_{\min}$, problema este similară cu cea discutată la punctul 3.13a în situația $\varphi \neq 0$ și prospecțiunea seismică duce la descifrarea geologiei.

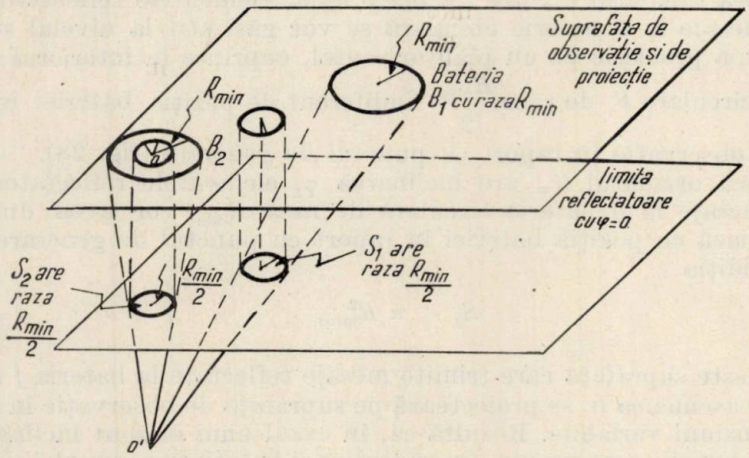


Fig. 28. — Suprafața reflectatoare ale cărei mesaje reflectate se recepționează într-o arie circulară de rază R min are raza R min/2.

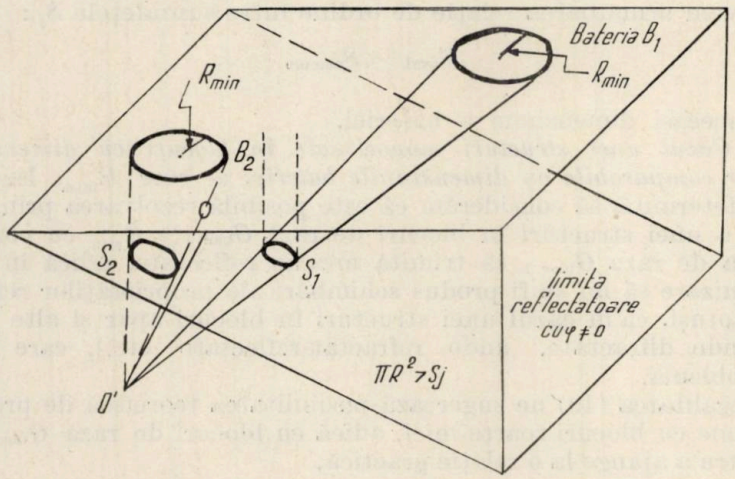


Fig. 29. — Suprafețele reflectatoare au dimensiuni variabile dacă bateria de rază R min are poziții diferite în raport cu punctul de generare.

La fel, dacă structura este mai strîns cutată, dar $F_{\text{struct. 1}} \geqslant L_{\min}$, prospecțiunea seismică spațială poate duce la rezultate pozitive. Dacă $F_{\text{struct. 2}} < R_{\min}$, ne plasăm în cazul discuției din jurul relației (50).

Din analiza de mai sus constatăm că teoretic nu este posibilă prospectarea oricărei structuri geologice și că există o *dimensiune-limită* de

structură geologică (structură în blocuri foarte mici sau structură cutată foarte strîns) sub care seismica spațială este un instrument incapabil de a da răspuns problemelor practice.

Concluzia de mai sus ne duce la introducerea *principiului incertitudinii în seismică*, prin care înțelegem următoarele: este imposibil de pus în evidență cu o precizie dată o structură cu înclinare dată dacă structura nu are continuitate cvasiplană pe suprafețe mai mari decît un sfert din suprafața bateriei:

$$S_j \geqslant \frac{1}{4}\pi R_{\min}^2. \tag{51}$$

Exprimat în dimensiuni liniare și ținînd seama de expresia lui $R_{\min}$ dată de relația (45), principiul incertitudinii seismice poate fi scris

$$G \geqslant \frac{\rho_0 V t \sigma_0}{\sqrt{\pi}\, t_0 \sin\varphi \sin\psi_\Sigma} = \frac{R_{\min}}{2}, \tag{52}$$

unde G este „raza" orizontului reflectator neafectat de dislocații sau raza suprafeței unui flanc cvasiplan al unei structuri cutate.

Se observă că, pentru o zonă dată, mărimile ρ_0, V, t, τ_0, $\sqrt{\pi}$, t_0, φ sînt constante ale zonei, iar ψ_Σ este o mărime prescrisă înaintea prospecțiunii și reprezintă o măsură a gradului de precizie dorit. De aceea într-o zonă dată nu se poate obține o imagine geologică la un grad de precizie prescris apriori dacă nu există dimensiuni ale orizonturilor mai mari decît $G_{\lim}$, unde

$$G_{\text{limită}} = \frac{\rho_0 V t \sigma_0}{\sqrt{\pi} t_0 \sin\varphi \sin\psi_\Sigma}. \tag{53}$$

Concluzia practică este că nu are sens să prospectăm o structură care nu satisface principiul incertitudinii seismice, pentru că nu putem obține rezultate pozitive. Reciproc, dacă într-o zonă rezultatele obținute prin prelucrare multidispozitiv sînt neunivoc interpretabile, este foarte probabil ca structura geologică să aibă dimensiuni sub $G_{\lim}$.

3.14. Densitatea necesară de baterii și de coridoare de baterii pentru diverse tipuri de structuri geologice

Pînă aici am analizat efectul erorilor asupra cîmpului de timp măsurat, de unde a izvorît necesitatea introducerii noțiunilor de *baterie* și prelucrarea multidispozitiv.

De asemenea am găsit o legătură între densitatea de observație din cadrul unei baterii, dimensiunile minime ale bateriei și particularitățile locale ale zonei; de asemenea am găsit și legătura dintre constantele fizice ale unei zone, precizia dorită și dimensiunea-limită a unui bloc sau flanc de structură prospectabil prin seismica spațială.

Pentru a pune în evidență o structură geologică este necesar să avem mai multe baterii de la care să obținem informații de la mai multe blocuri sau flancuri sau cîteva informații în cadrul unui bloc sau flanc.

În general, structura geologică variază de la zone cutate foarte strîns pînă la zone cu bolți foarte largi (fig. 30).

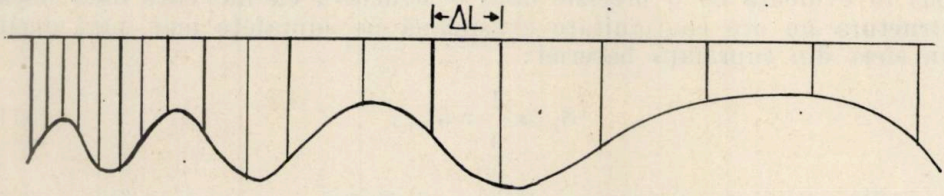


Fig. 30. — Distanța dintre eșantioanele necesare reconstituirii structurii geologice variază cînd lungimea de undă variază.

În cele ce urmează ne vom referi numai la structuri care satisfac inegalitatea (52).

Problema pe care dorim s-o rezolvăm (distanța dintre centrele a două baterii pentru diverse tipuri de structuri) se încadrează în problema cunoscută ca „frecvența *NYQUIST*".

Dacă spectrul în număr de undă al structurii cilindrice din figura 30 este dat în figura 31, atunci structura poate fi reconstituită din eșantioane luate la intervale

$$\Delta L \leqslant \frac{1}{2k_{\max}}. \tag{54}$$

Exemplul numeric 10. Dacă lungimea de undă minimă în zona de lucru este $\lambda_{\min} = 2$ km și dacă structura este cilindrică, distanța *suficientă* dintre două baterii este

$$\Delta L_{\text{suf}} = \frac{1}{2 \cdot \frac{1}{2}} = 1\ km.$$

Exemplul numeric 11. Presupunem că structura geologică nu este cilindrică. În această situație este necesar să plecăm de la spectrul în număr de undă bidimensional și să definim două numere de undă, k_1 și k_2 (fig. 32). În acest caz trebuie să fie satisfăcute două condiții:

$$\left.\begin{aligned} \Delta L_1 &\leqslant \frac{1}{2k_{1\max}}, \\ \Delta L_2 &\leqslant \frac{1}{2\,k_{2\max}}. \end{aligned}\right\} \tag{55}$$

care rezolvă problema distanței între bateriile din cadrul unui coridor și distanța dintre coridoare.

Observație. Discuția de pînă acum asupra densității de baterii și de coridoare nu a ținut seama de faptul că structura geologică este afectată de falii. De aceea în cele ce urmează vom analiza cazul existenței unor discontinuități care sînt generatoare de unde difractate.

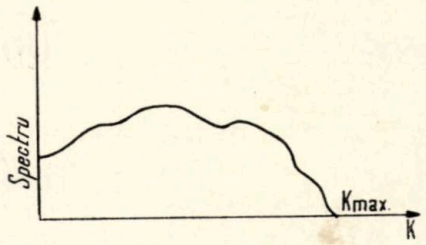


Fig. 31. — Spectrul în număr de undă a unei secțiuni geologice.

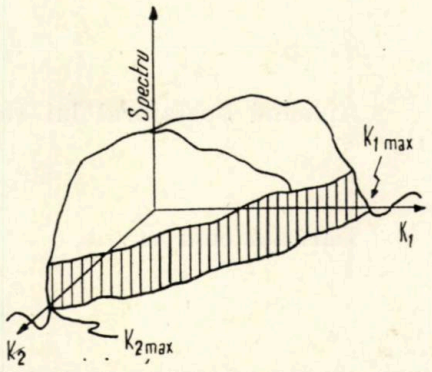


Fig. 32. — Spectrul în număr de undă bidimensională a unei structuri.

IV. DIFRACȚII ÎN SEISMICA SPAȚIALĂ. TEORIA NORMALELOR

Capitolul 3 a făcut obiectul analizei influenței erorilor inerente lucrărilor seismice spațiale și ne-a condus la unele soluții practice (lucru în baterii, densitatea de observații în cadrul unei baterii, dimensiunea bateriei, dimensiunea-limită a unei structuri prospectabile prin seismica spațială densitatea de baterii, densitatea de coridoare etc.).

Deoarece experiența lucrărilor seismice arată că pe lîngă undele reflectate apar numeroase unde difractate, prezintă mare interes analiza comportării undelor difractate înregistrate în diverse baterii și prelucrate multidispozitiv în cadrul fiecărei baterii.

4.1. Consecințele confundării unei unde difractate cu o undă reflectată

În seismica spațială, din cauza lucrului în puncte discrete este imposibil practic să se identifice undele difractate de cele reflectate în stadiul de seismogramă. De aceea toate undele corelabile sînt considerate ca fiind unde reflectate și sînt prelucrate după algoritmul propriu undelor reflectate.

Este foarte important de știut care sînt legile de dispunere a vectorilor proveniți din unde difractate, dar prelucrate ca unde reflectate.

Deoarece în condițiile structurii geologice a zonelor în care se aplică seismica spațială sursele de difracție pot fi punctuale (centru de difracție) sau filiforme (muchie de difracție) vom analiza cele două cazuri separat.

a. *Cazul undei difractate de un centru de difracție.* Pentru a da răspuns la această problemă ne bazăm pe izomorfismul care există între unele proprietăți geometrice ale elipsoizilor cu focar comun și procesul de reflecție și difracție.

Să considerăm o familie de elipsoizi definită prin

$$r_1 + r_2 = \rho, \tag{56}$$

Aplicînd operatorul lui Hamilton, găsim

$$\nabla r_1 + \nabla r_2 = \nabla \rho. \tag{57}$$

Dar, așa cum se știe,

$$\Delta r = \overline{r^\circ}, \tag{58}$$

unde $\overline{r^0}$ este versorul razei vectoare $\bar{r}$.

De aceea ecuația (57) poate fi scrisă

$$\overline{r_1^0} + \overline{r_2^0} = \overline{n^0}, \tag{59}$$

unde $\overline{r_1^0}$, $\overline{r_2^0}$ și $\overline{n^0}$ sînt versorii razelor vectoare r_1, r_2 și, respectiv, versorul normalei la elipsoid în punctul de concurență a celor două raze vectoare r_1 și r_2 (fig. 33).

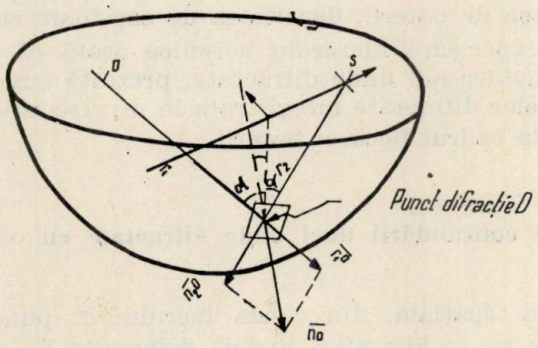


Fig. 33. — Elementele geometrice legate de procesul de reflecție și de difracție.

Deoarece versorii au modul unitar, rezultanta a doi versori este bisectoarea unghiului format de cele două raze, r_1 și r_2. Această observație ne duce la concluzia că o undă difractată de punctul D și prelucrată ca undă reflectată conduce la un „vector geologic", care reprezintă o suprafață reflectatoare fictivă ce admite ca normală versorul $\overline{n^0}$ și este tangentă la elipsoid. Cu alte cuvinte, dacă punctul D este un punct de

discontinuitate în mediu capabil să producă unde difractate, prin prelucrarea undei difractate în D și recepționate în S cu algoritmul propriu undelor reflectate se obține un element reflectator fictiv care este tangent în D la elipsoidul determinat de focarele 0 și S și de $\rho=vt$, unde t este „timpul de reflexie".

Dacă păstrăm un focar (să zicem 0) și schimbăm pe cel de-al doilea, S, în focarul $S_i(i=1, 2, 3, \ldots n)$, punctul D va avea poziții foarte diferite pe cei n elipsoizi posibili. De aceea, prelucrînd cele n difracții înregistrate în cele n dispozitive S_1, S_2, S_3, ..., S_n ca pe n reflexii, se vor obține n elemente reflectatoare fictive care vor fi tangente în D la cei n elipsoizi. Este evident că, la schimbarea focarului S_i în jurul focarului comun 0, planele tangente în D vor avea normale foarte diferite, deci înclinări și azimuturi diferite și, ca urmare, elementele pe care le obținem vor fi amplasate exact în D, dar vor avea înclinări și azimuturi diferite (teoretic de la $-90°$ la $+90°$ pentru înclinări și de la 0 la 2π pentru azimut). Singurul element invariant la modificarea focarelor S_i este poziția în spațiu a punctului D (adîncimea și proiecția în plan).

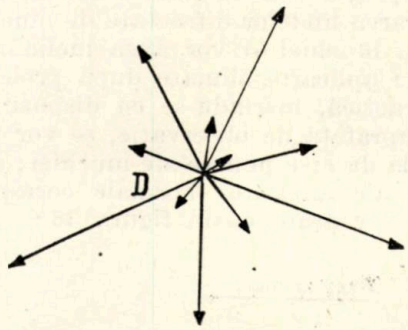


Fig. 34. — Difracții de la un centru.

Dacă am reprezenta în plan vectorii proveniți de la un centru de difracție prelucrați drept unde reflectate, aceștia ar apărea ca în figura 34 :

Observație importantă. Figura de mai sus se explică ușor dacă se înțelege că direcțiile și înclinările vectorilor reprezintă proiecțiile mulțimilor normalelor posibile care pot fi duse la un punct. Fiecare vector constituie un element reflectator fictiv care admite ca normală una dintre normalele posibile de dus la punctul D pentru un focar O dat și o mulțime de focare $S_i(i=1, 2, \ldots, n)$.

Din cele de mai sus se desprinde următoarea concluzie practică : vectorii obținuți din unde difractate de la un centru D au azimuturi care variază de la 0 la 2π și înclinări care variază de la 0 la $\pm 90°$, dar păstrează adîncimea constantă cînd dispozitivul de înregistrare se schimbă.

Concentrat, această concluzie se poate exprima astfel : difracțiile de la un centru înregistrate pe mai multe dispozitive și prelucrate ca reflexii au caracteristicile următoare :

$-h$ = constant (adîncimea centrului),
$-\varphi$ = variabil de la $-90°$ la $+90°$,
$-\psi$ = variabil de la 0 la 2π, punctul de aplicație al tuturor vectorilor comun și coincide cu proiecția în plan a centrului de difracție D (vectori legați de punctul D).

Deoarece undele reflectate au trăsături total opuse, și anume

$-h$ = variabil,
$-\varphi \cong$ const,
$-\psi \approx$ const
— puncte de aplicații diferite,

rezultă un criteriu de identificare și de interpretare corectă a structurii geologice.

În condiții practice, vectorii difractați provenind de la un centru D, din cauza erorilor inerente, vor fi amplasați într-un domeniu oarecare. Prin folosirea bateriilor, domeniul în care vor fi dispuși vectorii difractați va fi redus ca diametru de $\sqrt{n}$ ori dacă bateria este de ordinul n.

b. *Cazul undei difractate de o muchie de difracție orizontală.* Observația de la punctul 4.1 a ne permite să rezolvăm problema difracțiilor de la o muchie.

Deoarece o muchie orizontală admite normalele într-un punct al muchiei cuprinse într-un plan vertical, rezultă că vectorii care provin din prelucrarea undelor difractate de muchie drept reflexii vor fi normali la proiecția muchiei și vor avea înclinări variabile de la 0 la $\pm 90°$ și punctele de aplicație aliniate după proiecția muchiei (fig. 35).

În practică, lucrîndu-se cu dispozitive discrete dispuse în diverse locuri la suprafața de observație, se vor recepționa unde difractate provenind de la diverse puncte ale muchiei; de aceea vectorii vor fi realizări particulare ale anumitor normale corespunzător diverselor puncte ale muchiei și vor arăta ca în figura 36 :

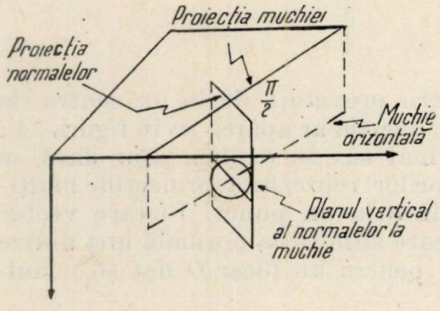


Fig. 35. — Normalele la o muchie orizontală.

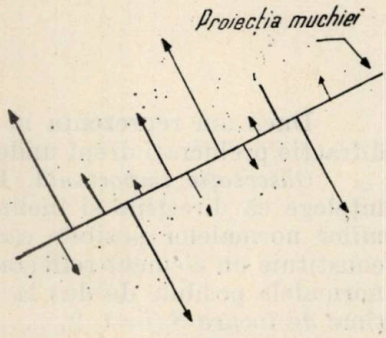


Fig. 36. — Difracții de la o muchie orizontală.

Pe scurt, vectorii proveniți din unde difractate de la o muchie orizontală înregistrați în diverse dispozitive vor avea caracteristicile următoare :

$-h$ = const (adîncimea muchiei),
$-\varphi$ = variabil (de la $-90°$ la $+90°$),
$-\psi$ = $\perp$ pe muchie,
— punctele de aplicație ale vectorilor sînt aliniate după direcția proiecției în plan a muchiei (vectori legați de proiecția muchiei).

c. *Cazul undei difractate de o muchie de difracție înclinată.* În cazul unei muchii de difracție înclinate, normalele la un punct vor fi conținute într-o suprafață circulară de rază $\overline{n}^0$, normală la muchie.

De aceea după proiecție vom obține o elipsă care va conține mulțimea potențială a direcțiilor și a înclinărilor ce s-ar obține dacă la suprafața de recepție s-ar face înregistrări după anumite curbe.

Axa mică a elipsei arată înclinarea muchiei (fig. 37).

În practică, lucrîndu-se cu dispozitive discrete, se vor înregistra unde difractate de la diverse puncte ale muchiei; de aceea vectorii vor fi realizări particulare ale anumitor normale corespunzător diverselor puncte ale muchiei și vor arăta ca în figura 38:

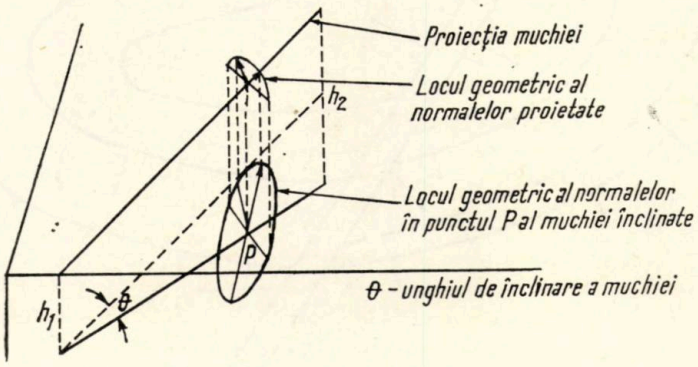


Fig. 37. — Normalele la o muchie înclinată.

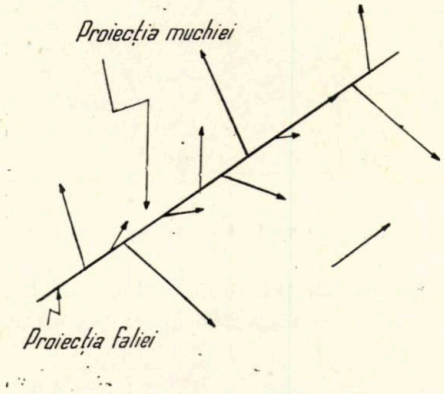


Fig. 38. — Difracții de la o muchie înclinată.

Vectorii proveniți din unde difractate de la o muchie înclinată înregistrați în diverse puncte vor avea caracteristicile următoare:

— h = variabil (adîncimea muchiei),

— φ = variabil de la $-90°$ la $+90°$ în raport cu proiecția muchiei,

— proiecția vectorilor pe direcția proiecției faliei produce vectori cu sensul de cădere îndreptat în sensul de cădere al muchiei,
— punctele de aplicație ale vectorilor se aliniază după proiecția faliei la suprafață (vectorii legați de proiecția muchiei).

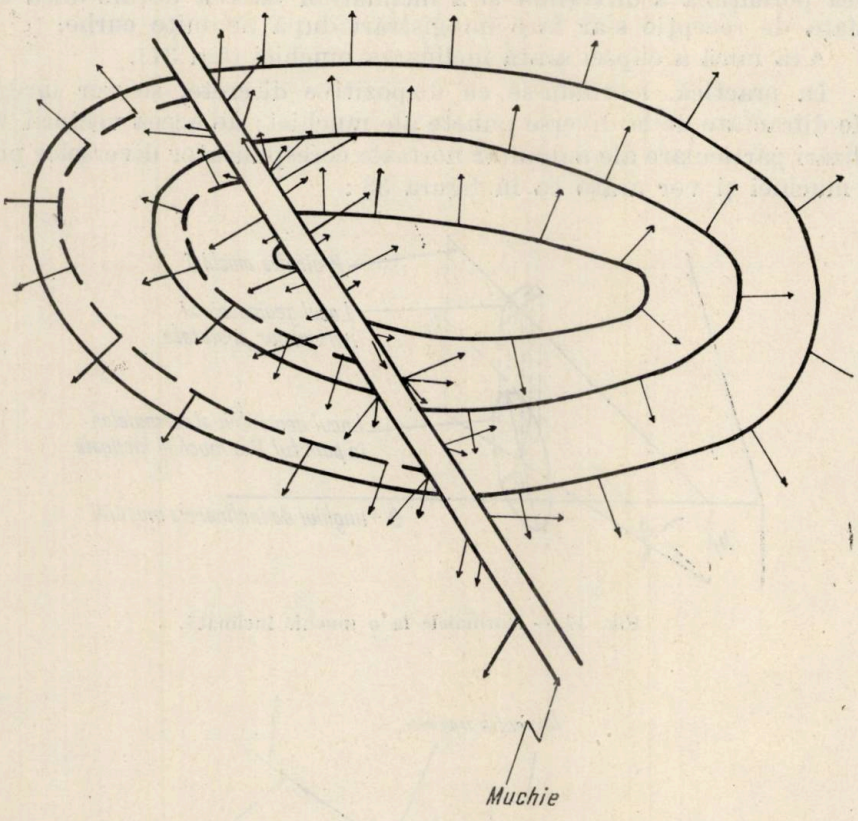


Fig. 38 *a*. — Harta cu vectori proveniți de la o structură faliată.

Considerațiile făcute la punctele 4.1b și 4.1c s-au referit la cazul ideal. În realitate, erorile vor conduce la o dispersare a vectorilor în jurul proiecției ideale a faliei.

Folosind sistemul de lucru în baterii, se va restrînge dimensiunea zonei de dispersie de circa $\sqrt{n}$ ori.

Mai jos dăm o imagine posibilă a unei structuri faliate reprezentate prin vectorii reflectați și difractați de cele trei segmente ale muchiei (orizontal, înclinat într-o direcție și înclinat în cealaltă direcție) (fig. 38a).

d. *Relația dintre poziția sursei de difracție și poziția sistemului de observație.* Concluziile de la punctele 4.1 a, b, c sînt valabile dacă proiecția

sursei de difracție este inclusă în domeniul ocupat de sursele de generare și punctele de recepție (fig. 39).

Dacă proiecția sursei de difracție este exterioară domeniului ocupat de punctele de generare și de recepție, vectorii proveniți, din undele difractate legate de aceste surse vor prezenta o oarecare unilateralitate (fig. 40).

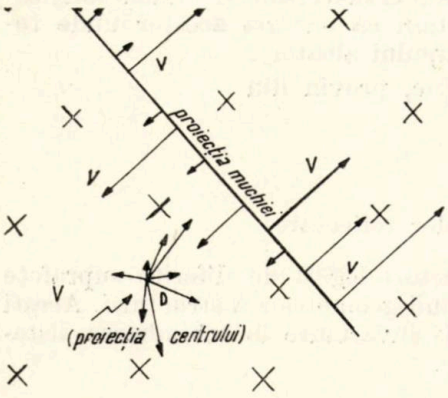


Fig. 39. — Sursa de difracție este inclusă în domeniul de observare.

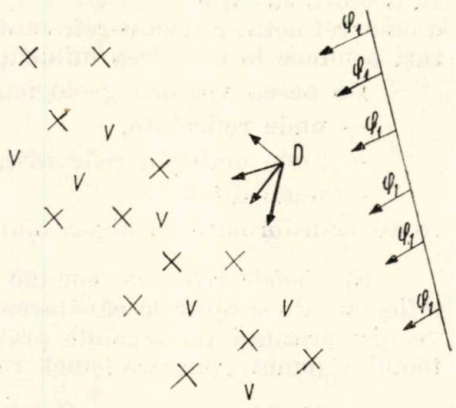


Fig. 40. — Unilateralitatea vectorilor proveniți de la surse depărtate.

În aceste cazuri este greu sau uneori imposibil de spus dacă vectorii provin din difracții sau din reflexii. De aceea este rațional ca interpretarea datelor spațiale să nu se extindă decît rareori în afara limitelor zonei de observație.

Interpretarea vectorilor difractați este posibilă cu diverse grade de incertitudine. Incertitudinea crește cu depărtarea proiecției faliei de axul coridorului de înregistrare sau de limitele coridorului și cu scăderea lățimii coridorului. Explicația este simplă : pentru a obține, de exemplu, toate înclinările (de la foarte mici la foarte mari), trebuie să existe schimbări importante ale dispozitivului de generare-recepție în raport cu sursa de difracție. În cazul unei muchii foarte depărtate de axul coridorului și al unui coridor cu lățime redusă, schimbările sînt neglijabile și deci nu se pot evidenția caracteristicile undelor difractate.

V. IDENTIFICAREA UNDELOR ÎN SEISMICA SPAȚIALĂ, CRITERIU DE CORELARE A DISPOZITIVELOR DISCRETE

Seismica spațială se folosește în zone cu tectonică complicată. De aceea înregistrările de teren conțin foarte multe tipuri de unde (reflectate, difractate, refractat-reflectat-refractate, multiplu reflectate, diverse combinații ale acestora etc.). Aceste unde pot fi de tip longitudinal, de tip transversal și de schimb.

Este important să analizăm această mulțime potențială de unde pentru a înțelege care dintre ele prezintă importanța cea mai mare după transformarea lor în vectori geologici.

În principiu, pe înregistrări pot apărea oricare dintre undele enumerate mai sus. În procesul de transformare în vectori geologici, o parte din aceste unde se înlătură, deoarece viteza lor aparentă este foarte mică. În această situație se găsesc toate undele transversale și undele longitudinale refractat-reflectat-refractate (notăm că energia acestor unde totuși conduce la creșterea influenței cîmpului aleator).

De aceea vectorii geologici, practic, provin din

— unde reflectate,

— unde multiplu reflectate,

— unde difractate,

toate transformate cu algoritmul undelor reflectate.

a) *Undele reflectate* conduc la vectori legați de diferite suprafețe reflectatoare și ajută la căpătarea imaginii geometrice a structurii. Acești vectori prezintă remarcabile proprietăți invariante la schimbarea sistetemului punct generare-punct recepție.

b) *Undele multiplu reflectate*, în cazul unei structuri concordante, introduc o informație redondantă nesupărătoare, iar în cazul unei structuri discordante complică interpretarea geologică. Apreciem că în această etapă undele multiplu reflectate nu pot fi în general identificate decît în cazuri rare, pe baza unei analize a secțiunilor executate după direcția liniei de cea mai mare pantă a complexului superior discordanței.

c) *Undele difractate* pot fi puse în evidență folosindu-ne de caracteristicile lor discutate la 4.1 a, b, c.

În general, energia undelor difractate se înregistrează la distanțe de maximum 4 km de sursa de difracție (de proiecția sursei la suprafața de observație).

Pentru a putea fi puse în evidență trebuie să se asigure un număr suficient de înregistrări din condiții geometrice foarte diferite pentru a putea obține vectori cu înclinări sau/și cu direcții net diferite în același loc sau pe un aliniament.

d) *Criteriu de corelare a undelor reflectate. Noțiunea de fagure.* Presupunem că dintr-un punct de generare se înregistrează m baterii. De asemenea presupunem că în subsol există o limită continuă care trimite mesaje la cele m baterii. Deoarece este nepractic ca distanța punct de împușcare — centrul bateriei să fie mai mare decît 1,5 km, rezultă că dintr-o sondă pot fi înregistrate unde care ar putea proveni de la o suprafață reflectatoare de dimensiuni de ordinul de mărime de circa $1{,}5 \times 1{,}5$ km^2 (fig. 41).

Un exemplu de amplasare al bateriilor este dat în figura 42 (numărul mare de baterii se datorește necesității de a asigura o anumită redondantă). Numim acest aranjament „fagure".

O baterie B_i este caracterizată prin matricea

$$B^{i/0} = \begin{bmatrix} t_{1i} & \overline{\nabla t_{1i}} & t_{1i\,\min} & \alpha \\ t_{2i} & \overline{\nabla t_{2i}} & t_{2i\,\min} & \beta \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ t_{ni} & \overline{\nabla t_{ni}} & t_{ni\,\min} & \nu \end{bmatrix}, \tag{60}$$

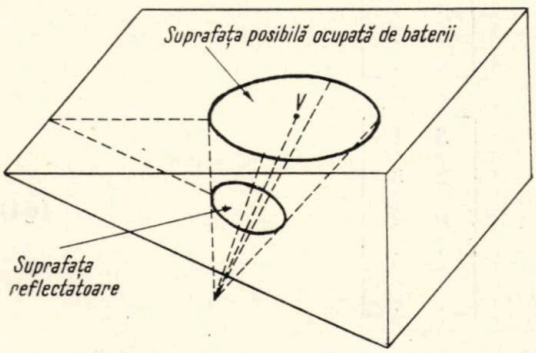


Fig. 41. — Dimensiunea suprafeței reflectatoare este redusă și este posibil să trimită mesaje la bateriile cuprinse într-o arie de cca. 4 ori mai mare.

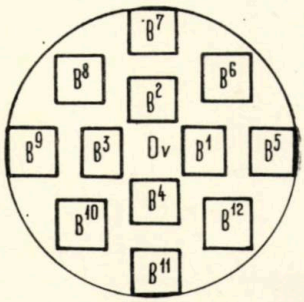


Fig. 42. — Formarea unui fagure în jurul unui punct de explozie.

unde

$B^{i/0}$ este bateria i din fagurele O,

t_{2i} — timpul reflexiei înregistrate în poarta de timp 2 din bateria i de ordin β ($B^{i/0}_{\beta}$),

$\overline{\nabla t_{2i}}$ — gradientul de timp mediat vectorial din β gradienți individuali înregistrați în poarta de timp 2 pe bateria i,

$t_{2i\,\min}$ — timpul minim al reflexiei 2 obținut din relația

$$t_{2i\,\min} = t_{2i}\sqrt{1-[V|\nabla t_{2i}|]^2}, \tag{61}$$

β — ordinul bateriei din care s-a obținut $\overline{\nabla t_{2i}}$.

Un fagure F^0 este caracterizat prin matricea

$$F^0 = \begin{bmatrix} B^{1/0} \\ B^{2/0} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ B^{m/0} \end{bmatrix}. \tag{62}$$

Dacă în cadrul fagurelui F^0 se repetă diverși timpi minimi (în limitele unor erori care depind de ordinul bateriei), se poate forma o serie de matrice după criteriul „același timp minim" cu indicii „poarta de timp" și „bateria" din care provin undele care satisfac criteriul de mai sus :

$$R^{F^0}_{t\,\min 1} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 1 & 3 \\ 4 & 4 \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{bmatrix}, \tag{63}$$

$$R^{F^0}_{t\,\min 2} = \begin{bmatrix} 3 & 1 \\ 2 & 3 \\ 5 & 4 \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{bmatrix} \tag{64}$$

și așa mai departe pentru toți timpii minimi comuni fagurelui F^0.

Matricea $R^{F^0}_{t\,\min 1}$ este reprezentarea simbolică a următoarei situații : impulsul 1 din bateria 1 ; impulsul 1 din bateria 3 ; impulsul 4 din bateria 4 și așa mai departe, admit același timp minim.

Selectarea pe această bază duce la posibilitatea testării dacă $R^{F^s}_{t\,\min j1}$ reprezintă o undă reflectată din subsol și recepționată în fagurele F^s.

Testul este simplu și se reduce la a trasa din seismosondajele fictive direcțiile gradienților mediați, indicați de indicii matricelor de forma (63), (64). Dacă prelungirea gradienților (în sens invers sensului vectorului gradient) conduce la „concurența practică", adică se întîlnesc în cadrul unei zone relativ limitate, atunci $R^{F^0}_{t\,\min j}$ reprezintă o undă reflectată.

Asociem acestor unde reflectate un vector „nivelat", înțelegînd prin aceasta un vector care are înclinare egală cu media înclinării vectorilor din care provine și cu adîncimea egală cu media adîncimilor cu azimut egal cu media azimuturilor, iar ca punct de aplicație centrul de greutate al figurii determinate de vectorii inițiali. Acest vector are ca „zonă de influență" aria delimitată de vectorii inițiali obținuți din baterii care satisfac $t_{\min} = \text{const}$ și testul „concurenței în sens practic" al direcțiilor gradienților. Practic zona de influență este jumătatea suprafeței fagurilor.

În acest fel, fiecare fagure poate conduce la un anumit număr de unde reflectate, corespunzătoare diverselor valori $t_{\min}$. Se poate face și o „nivelare" în cadrul unui fagure, considerînd porți de adîncime corespunzătoare. De asemenea nu este greu de imaginat un procedeu de nivelare a cîtorva faguri.

După tratarea de mai sus, o serie de unde care nu admit t_{min} comun sau, dacă admit, nu satisfac testul „concurența practică" pot fi de altă natură, foarte probabil difracții. Aceste unde vor fi reprezentate cu un simbol separat pentru a putea urmări modul lor de dispunere.

Observație. Deoarece în cadrul dimensiunii unui fagure se amplasează de obicei mai multe sonde, se pot forma faguri parțial suprapuși, avînd schimbate condițiile de generare. Astfel aceleași baterii pot aparține la cîțiva faguri. Evident, cînd punctul de împușcare nu se schimbă mult ca poziție, putem avea practic aceleași baterii împușcate din altă sondă. În acest caz este plauzibil să considerăm că se vor obține informații redondante, iar o mediere a acestora poate ameliora și mai mult rezultatele prospecțiunii seismice spațiale și oferă o anumită posibilitate de verificare că vectorii corespunzători diverselor matrice $R^{P^0}_{t\,min0}$; $R^{P^{0+1}}_{t\,min1}$; $R^{P^{0+2}}_{t\,min2}$; etc. reprezintă unde reflectate.

VI. REPREZENTAREA REZULTATELOR

Analiza de la capitolul 4 a scos în evidență existența unor vectori legați de punct sau de anumite aliniamente (vectorii proveniți din prelucrarea undelor difractate cu algortimul undelor reflectate). Această analiză ne duce la concluzia că sistemul de prezentare a rezultatelor în secțiuni seismice verticale folosind arbitrar aceeași lege de proiecție a tuturor vectorilor calculați este inadecvat.

De asemenea hărțile de vectori s-au dovedit a fi numai materiale de lucru, dar nu s-au făcut interpretări geologice (la scară industrială) pe baza acestor hărți. Figura 38 arată un exemplu de hartă cu vectori a unei structuri simple, faliate, care, deși conțin numai vectorii reflectați și difractați de la o limită și o falie, în zona faliei este greu de interpretat acei vectori.

Cele de mai sus ne determină să considerăm că este necesară o reprezentare în bloc-diagrame a rezultatelor seismice spațiale pentru a urmări în spațiu dispunerea vectorilor. În acest fel se pot observa mai bine zonele de falie, diverse suprafețe capabile să dea reflexii.

Pe baza interpretării în spațiu se pot selecta diverse suprafețe cutate, din vectorii cărora se pot face hărți cu vectori. De asemenea aranjamentul în spațiu al vectorilor și criteriile de corelare pe faguri vor putea duce la proiectarea pe anumite secțiuni numai a vectorilor reflectați, iar aliniamentele de falie vor fi trasate pe baza interpretării spațiale a vectorilor necorelabili.

Într-o fază următoare, elementele reflectatoare discrete pot duce la o „imagine întregită", construindu-se suprafețe continue ondulate, de pildă din plexiglas (fig. 43).

Considerăm că fiecare coridor prelucrat spațial va trebui să aibă o bloc-diagramă în spațiu, care să fie ținută la zi la interpretarea formațiilor. Acest nou instrument va putea dirija chiar lucrările de teren mai corect și considerăm că va duce la îmbunătățirea rezultatelor seismice.

După definitivarea bloc-diagramei, pentru a se putea valorifica și de către beneficiari, se poate recurge la o reprezentare fotostereo. În acest fel beneficiarii vor avea posibilitatea de a vedea în spațiu rezultatul prospecțiunii seismice pe orice vale din zonele muntoase.

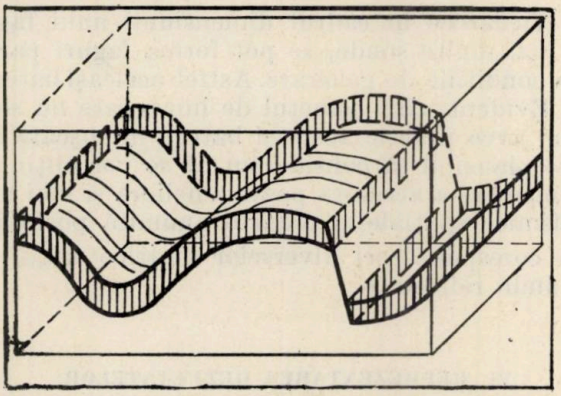


Fig. 43. — Exemplu simplificat de bloc diagram.

ANEXA I

DETERMINAREA VITEZEI ÎN SEISMICA SPAȚIALĂ

În cazul lucrărilor spațiale, problema vitezei este greu de rezolvat practic, deoarece ar trebui să cunoaștem pentru fiecare seismosondaj viteza de raza, ceea ce evident este dificil de realizat.

În cele ce urmează vom expune o metodă simplă care duce la determinarea unei „viteze medii" în cadrul unui fagure. Pentru aceasta folosim seismosondajele echivalente din cadrul bateriilor și relația cunoscută

$$SO'' = v^2 t \ \tau. \tag{A.1}$$

În cazul seismosondajelor echivalente, această relație se va scrie

$$S_E \, O''_{\text{med}} = V^2_{\text{med}} \, t_E | \overline{\nabla t_E} |, \tag{A.2}$$

unde indicele E se referă la faptul că folosim parametrii seismosondajelor echivalente.

Indicele „med" indică faptul că punctul de minim este luat în centrul poligonului determinat de prelungirea gradienților echivalenți medii și că viteza obținută este o viteză mediată pe fagure.

Scriind ecuația (A.2) pentru cele m seismosondaje echivalente și însumîndu-le, găsim

$$\begin{aligned} S_{E_1} \, O''_{\text{med}} &= V^2_{\text{med}} \cdot t_{E_1} | \overline{\nabla t_{E_1}} |, \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ S_{Em} \, O''_{\text{med}} &= V^2_{\text{med}} \cdot t_{Em} | \overline{\nabla t_{Em}} | \end{aligned}$$

$$\frac{}{\sum_{i=1}^{m} S_{Ei} \, O''_{\text{mde}} = V^2_{\text{med}} \sum_{i=1}^{m} t_{Ei} | \overline{\nabla t_{Ei}} |},$$

de unde relația care dă „viteza medie" este

$$V_{\text{med}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m} S_{Ei} O''_{\text{med}}}{\sum_{i=1}^{m} t_{Ei} |\overline{\nabla t_{Ei}}|}}. \tag{A.3}$$

Dacă practica va dovedi că valorile de viteză astfel obținute sînt suficient de strînse ca variație de la fagure la fagure, aceste determinări vor trebui folosite în judecarea compatibilității dintre timpii înregistrați, gradienții medii și legea de viteză din carotaje.

Aceste verificări de compatibilitate constituie un filtru util în deosebirea așa-numitelor evenimente „alarmă falsă" și evenimente corecte.

ANEXA II

4. PROPAGAREA ERORILOR DE GRADIENT ASUPRA UNGHIULUI DE IEȘIRE. LEGEA FOCALIZĂRII SEISMICE

La 3.5 am văzut că densitatea de probabilitate a modulului gradientului componentei aleatoare a cîmpului de timp măsurat este descrisă de egea Raileygh, adică

$$p(|\nabla t|) = \frac{\nabla t}{\sigma_0^2} e^{-\frac{|\nabla t|^2}{2\sigma_0^2}}. \tag{A.4}$$

Știind că unghiul de ieșire al unei raze seismice care ajunge la centrul unui seismosondaj elementar este determinat de relația

$$\theta = \text{arc cos } v \cdot |\nabla t|, \tag{A.5}$$

ne propunem să determinăm modul cum se transmit erorile lui $|\nabla t|$ care se supun legii Raileygh. Cu alte cuvinte, dacă $|\nabla t|$ ia o mulțime de valori $\{|\nabla t|\}$ care au o lege Raileygh, să vedem cărei legi de densitate de probabilitate se supune mulțimea unghiurilor de ieșire $\{\theta\}$.

Pentru rezolvarea acestei probleme vom admite că ne plasăm în cazul în care unghiul de ieșire corespunzător componentei ideale a gradientului măsurat este 90°.

Prin diferențierea relației (A.5) se obține

$$d\theta = \frac{V d|\nabla t|}{\sqrt{1 - V^2 |\nabla t|^2}} = \frac{V d|\nabla t|}{\sin \theta} \tag{A.6}$$

sau

$$\mathrm{d}\,|\nabla t| = \frac{\sin\theta}{V}\,\mathrm{d}\theta. \tag{A.7}$$

Pentru a determina densitatea de probabilitate $p(\theta)$, plecăm de la egalitatea probabilităţilor, şi anume

$$p(\theta)\cdot \mathrm{d}(\theta) = p(|\nabla t|)\,\mathrm{d}\,|\nabla t|, \tag{A.8}$$

adică

$$p(\theta)\,\mathrm{d}(\theta) = \frac{|\nabla t|}{\sigma_0^2}\, e^{-\frac{|\nabla t|^2}{2\sigma_0^2}} \frac{\sin\theta}{V}\,\mathrm{d}\theta. \tag{A.9}$$

După mici transformări, din (A.9) obţinem

$$p(\theta) = \frac{V\,|\nabla t|\sin\theta}{V^2\sigma_0^2}\, e^{-\frac{\cos^2\theta}{2V^2\sigma_0^2}}. \tag{A.10}$$

Din condiţia de normare

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}} p(\theta)\,\mathrm{d}\theta = 1 \tag{A.11}$$

rezultă

$$p(\theta) = \frac{e^{\frac{1}{2V^2\sigma_0^2}}}{e^{\frac{1}{2V^2\sigma_0^2}} - 1} \cdot \frac{\sin\theta\cos\theta}{V^2\sigma_0^2}\, e^{-\frac{\cos^2\theta}{2V^2\sigma_0^2}}, \tag{A.12}$$

unde e este numărul lui Euler.

Relaţia (A.12) dă densitatea de probabilitate a unghiului de ieşire.

Numim această lege de densitate de probabilitate *legea focalizării seismice*, deoarece ea ne explică fenomenele observate cu ocazia lucrărilor spaţiale prelucrate clasic.

În figura 44 se dă reprezentarea grafică a acestei legi :

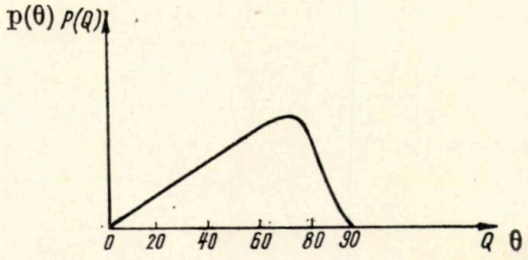
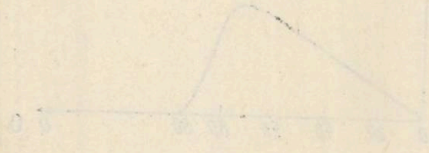
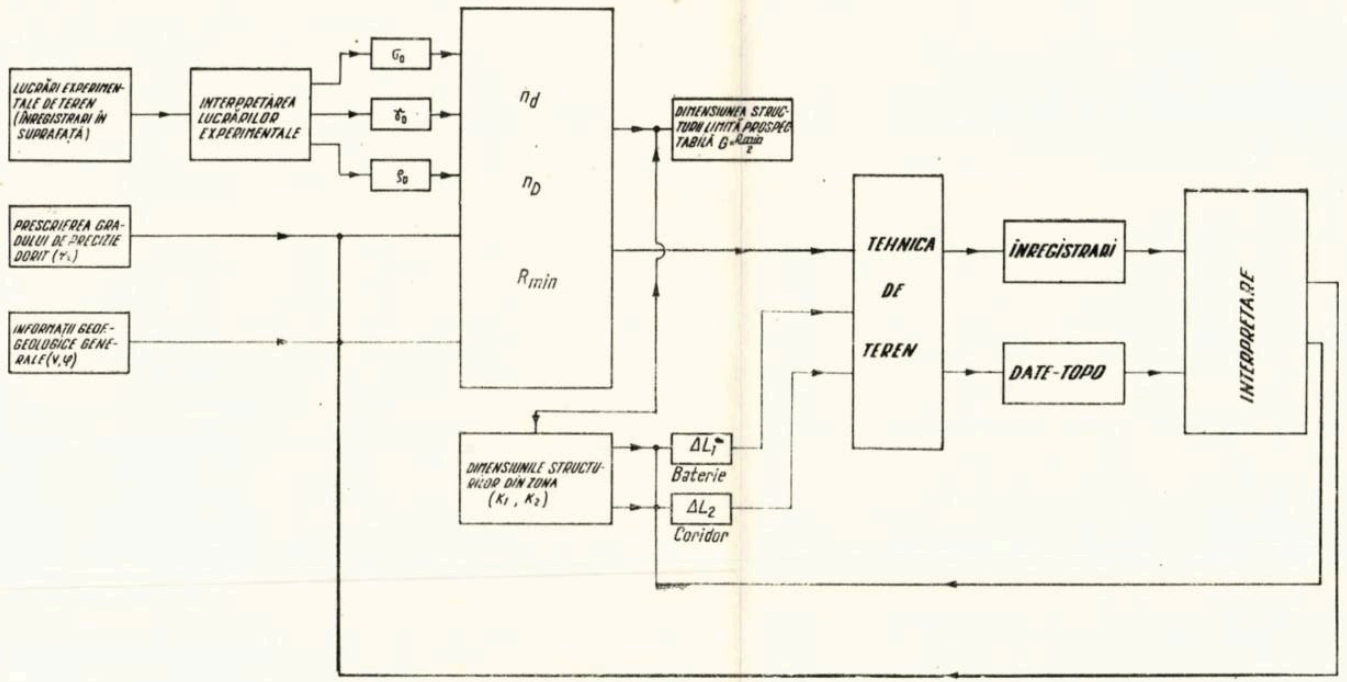


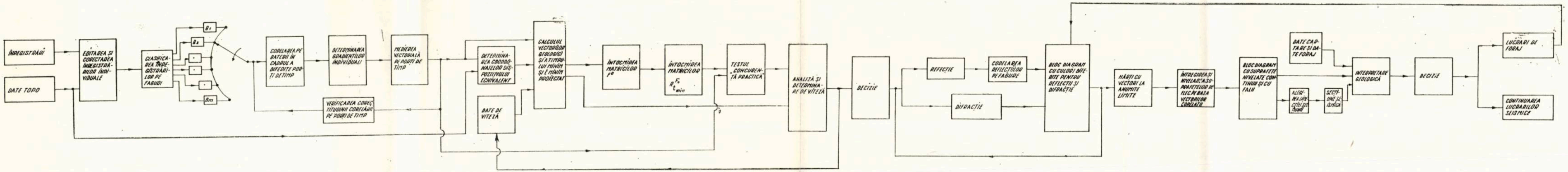
Fig. 44. — Legea focalizării seismice.

Se observă că din 100 de cazuri nici un caz nu ne conduce la unghiul de ieșire $\theta = 90°$ corespunzător componentei ideale. Cele mai frecvente cazuri au unghiuri de ieșire mai mici, și aceasta explică fenomenul de focalizare observat în 12 ani de lucrări S.S.M. atît pe foile de calcul, cît și pe planurile de vectori.

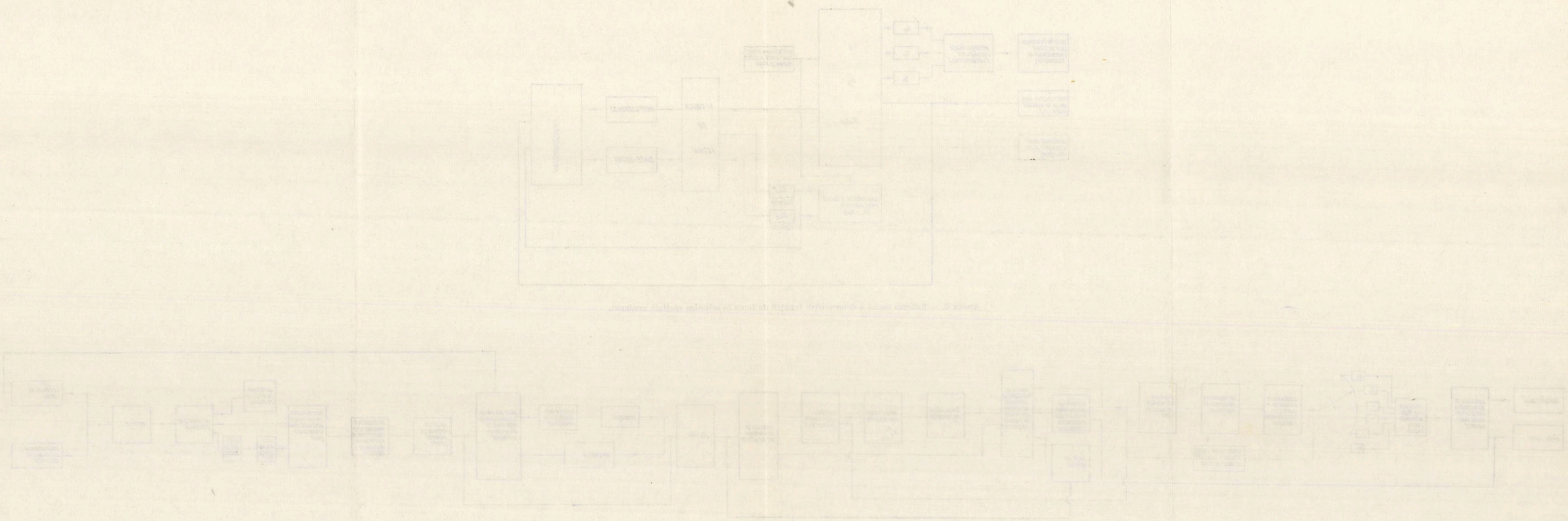




Anexa 3. — Schema logică a determinării tehnicii de teren în seismica spațială modernă.


ÎNREGISTRĂRI
DATE TOPO
EDITAREA ȘI CORECTAREA ÎNREGISTRĂRILOR INDIVIDUALE
CLASIFICAREA ÎNREGISTRĂRILOR PE FASOURI
CORELAREA PE BATERII ÎN CADRUL A DIFERITE PORȚI DE TIMP
DETERMINAREA GRADIENȚILOR INDIVIDUALI
MEDIEREA VECTORIALĂ PE PORȚI DE TIMP
VERIFICAREA CORECTITUDINII CORELĂRII PE PORȚI DE TIMP
DETERMINAREA CRONOMAIZULUI DISPOZITIVULUI ECHIVALENT
DATE DE VITEZĂ
CALCULUL VECTORILOR GEOLOGICI ȘI A TITURILOR ȘI T. MINIM PROIECTAT
ÎNTOCMIREA MATRICILOR r^0
ÎNTOCMIREA MATRICILOR $R^{r_0}_{t\,min}$
TESTUL „CONCURENȚA PRACTICĂ"
ANALIZĂ ȘI DETERMINARE DE VITEZĂ
DECIZII
REFLECȚIE
DIFRACȚIE
CORELAREA REFLECTORILOR PE FASOURI
BLOC DIAGRAMĂ CU CULORI DIFERITE PENTRU REFLECȚII ȘI DIFRACȚII
HĂRȚI CU VECTORI LA ANUMITE LIMITE
ÎNTREGIREA ȘI NIVELAREA ȘI AMPLITUDINILOR REFLECȚIILOR CORECTATE
BLOC DIAGRAMĂ CU SUPRAFEȚE NIVELATE CONTINUE ȘI CU FALII
DATE CAPTARE ȘI DATE FORAJ
ALTE DATE GEOLOGICE
SCHEME SEISMOGEOLOGICE
INTERPRETARE GEOLOGICĂ
DECIZIE
LUCRĂRI DE FORAJ
CONTINUAREA LUCRĂRILOR SEISMICE

Anexa 4. — Schema logică a procesului de interpretare în seismica spațială modernă.



REALIZĂRI ȘI PROBLEME GEOFIZICE APĂRUTE PE PLAN INTERNAȚIONAL ÎNTRE AL V-LEA ȘI AL VI-LEA SIMPOZION DE GEOFIZICĂ DIN R. S. ROMÂNIA (1968 și 1969)

DE

AL. STĂNCIULESCU

Institutul de cercetări și proiectări tehnologice industriale pentru țiței și gaze, str. Toamnei nr. 103, București

În timpul care s-a scurs între al V-lea și al VI-lea Simpozion de geofizică din R. S. România, adică în 1968 și 1969, au apărut în literatura periodică străină numeroase progrese și probleme noi în toate domeniile prospecțiunii geofizice, a căror trecere în revistă este justificată nu numai din necesitatea unei inventarieri a lor, ci mai ales din punctul de vedere al unei informări pe cît se poate mai cuprinzătoare și mai eficiente. În acest scop s-au folosit publicațiile cele mai importante editate în Europa și S.U.A., la care s-au mai adăugat alte cîteva care tratează numai uneori subiecte legate de prospecțiunile geofizice.

Materialele selecționate se referă numai la prospecțiunile geofizice de suprafață pentru petrol, urmărindu-se articolele care continuă probleme apărute în anii imediat anteriori sau care aduc contribuții noi, renunțîndu-se la tratările referitoare la cazuri particulare sau de interes local.

Deși s-a adoptat un criteriu de selecție, el însuși subiectiv, au fost puține articolele excluse, urmărindu-se și satisfacerea unui deziderat practic, acela al realizării unei informări ample care să asigure un material documentar cît mai bogat, necesar unor cît mai variate preocupări ale cercetătorilor.

Sistematizarea marii varietăți a problemelor apărute în literatură s-a făcut prin gruparea lor pe metode geofizice (gravimetrie, magnetometrie, electrometrie, seismometrie), în cadrul cărora s-a făcut o subdivizare pe baza abundenței și frecvenței unor categorii de subiecte așa cum sînt reflectate de literatura cercetată.

Ar trebui menționat că în subcapitolul „interpretare" al fiecărei metode geofizice au fost grupate, cînd aceasta a fost posibil, articolele

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 189–215, BUCUREȘTI, 1971

care se referă la trei aspecte ale acestei faze de prelucrare finală a datelor de observație :

— *problema directă*, atît de frecvent utilizată în cazul cîmpurilor potențiale și electrometriei ;

— *problema inversă*, cea care se cere de fapt rezolvată și care în fond reprezintă problema principală a geofizicii ;

— *problema transpunerii în termeni geologici* (tectonică, litologie etc.) a problemei inverse, printr-o extragere mai completă a unor informații de asemenea natură, direct din datele înregistrate.

S-a mai creat un capitol separat, „Proprietățile fizice ale rocilor", deoarece s-au publicat articole care se preocupă numai de aceste probleme, importante pentru explicarea multor aspecte ale bazelor fizice ale metodelor geofizice și pentru rezolvarea problemelor de interpretare, folosindu-se parametri corespunzători cazurilor reale concrete.

Într-un capitol final se trag concluzii generale, scoțîndu-se în evidență liniile mari ale tendințelor de dezvoltare în 1968 și 1969 în cadrul metodelor de prospecțiune geofizică.

Lucrarea este însoțită de o listă bibliografică cu aproximativ 200 de titluri, folosite pentru întocmirea acestei treceri în revistă.

1. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE ROCILOR

Tendințele tot mai accentuate spre rezolvarea problemelor geologice, devenite mai complexe și mai dificile, folosindu-se calea interpretării cantitative a informațiilor geofizice conținute în datele de observație, au impus studierea atentă a proprietăților fizice ale rocilor în condiții cît mai variate și mai apropiate de cele întîlnite *in situ*.

B. V. Vihirev (1968) atrage atenția asupra necesității utilizării în geologie și geofizică a dispersării *densității* rocilor în scopul determinării erorii medii pătratice a densității medii și estimării cantitative a gradului de omogenitate a rocilor.

Pe baza studierii caracteristicilor *magnetizării* dinamice, creată de șocuri în probe feromagnetice naturale, se fac propuneri asupra folosirii efectelor dinamice pentru determinarea în laborator a magnetizării remanente a rocilor (V. A. Șapiro și N. A. Ivanov, 1969).

L. E. Șolpo și V. I. Belokon (1969) descriu metode de estimare experimentală a parametrilor care caracterizează viscozitatea magnetică a rocilor și dependența ei de temperatură, rezolvîndu-se problema stabilității magnetice în condițiile magnetizării „termovîscoase".

Studiul paleomagnetic al rocilor a permis efectuarea de corelări regionale ale unor depozite precambriene, extinzîndu-se astfel posibilitățile paleomagnetismului la domeniul geofizicii aplicate (A. I. Vlasov și A. V. Popova, 1968).

În legătură cu *proprietățile electrice* ale rocilor s-au întreprins cercetări care urmăresc comportarea rocilor în condiții diferite și variabile. V. N. Nikitina și B. S. Enenștein (1968) descriu teoria și metodologia determinării *in situ*, într-o sondă adîncă, a rocilor fundamentului, prezentînd și rezultatele experimentale obținute.

S. M. Şeinman (1968) expune principiile construirii unui model de rocă pentru studiul teoriei prospecţiunilor electrice în stadiul lor actual, arătînd ce proprietăţi ale rocii reale trebuie păstrate în model pentru a se asigura reproducerea observaţiilor. Într-o altă lucrare (Şeinman, 1968 a), autorul completează sistemul de ecuaţii diferenţiale ale modelului, studiind ecuaţiile la limită.

Făcîndu-se măsurători pe probe de roci, s-a stabilit influenţa presiunii asupra porozităţii, permeabilităţii şi conductibilităţii electrice a gresiilor în funcţie de compoziţia, tipul şi cantitatea substanţei de cimentare (M. P. Volarovici ş.a., 1968).

Venind în sprijinul prospecţiunilor geofizice marine, A. Kermabon ş. a. (1969) au executat sondaje electrice de rezistivitate în mările adînci pentru a măsura porozitatea şi densitatea sedimentelor neconsolidate, în care scop au conceput un dispozitiv pentru obţinerea de profile de rezistivitate *in situ*, iar J. R. Hutt şi J. W. Berg, Jr. (1968) fac investigaţii în legătură cu conductivitatea electrică şi termală a rocilor grezoase şi a sedimentelor oceanice.

În domeniul *proprietăţilor elastice*, cercetările urmăresc mai ales lămurirea înţelegerii fenomenelor care au loc în mediile reale, efectuîndu-se studii asupra efectelor pe care le provoacă diferiţii factori externi.

Urmărind dependenţa vitezei de factorul presiune, E. I. Baiuk (1969) a întreprins experienţe pe probe de sare gemă şi de roci salifere, stabilind existenţa unei dependenţe funcţionale pentru presiuni multidirecţionale care ating maximum 2 500 kgf/cm^2.

Studiind gruparea impulsurilor elastice care apare cînd se distrug probele din materiale neomogene, S. D. Vinogradov şi K. M. Mirzoev (1968) remarcă dependenţa caracterului grupării de neomogenitatea materialului şi variaţia în timp a acestui caracter pe măsura apropierii de momentul distrugerii totale a probei. N. A. Morgan (1969) analizează, pentru cazul sedimentelor marine, influenţa diferitelor proprietăţi fizice — densitate, porozitate etc. — asupra vitezelor seismice, iar R. W. Faas (1969) stabileşte o relaţie liniară empirică între porozitatea sedimentelor de pe fundul oceanelor şi reflectivitatea acustică, valabilă pentru o mare varietate de tipuri de sedimente şi de condiţii oceanice.

Tot în legătură cu proprietăţile elastice ale rocilor se cercetează cauzele diferenţelor dintre valorile modulului Young, obţinute prin metode dinamice (seismice) şi statice (H. Linowski, 1969). Folosind metodele teoriei modulaţiei semnalelor, A. V. Nikolaev (1968 a) studiază problema preciziei determinării vitezei undelor elastice şi a coeficientului de absorbţie cînd mediul este presupus izotrop şi accidental omogen din punctul de vedere al caracteristicilor elastice.

O serie de articole tratează proprietăţile elastice prin prisma propagării undelor în prezenţa fenomenelor de absorbţie şi de dispersie. V. I. Pasecinik (1969) propune o metodă de determinare a dispersiei vitezei de fază într-un mediu absorbant pentru o gamă de frecvenţe limitată şi cînd coeficientul de amortizare depinde de frecvenţă. M. P. Volarovici ş.a. (1969), folosind determinări experimentale, stabilesc o dependenţă corelativă de tip hiperbolic între decrementii amortizării şi modulii de elasticitate ai rocilor, folosind metoda rezonanţei oscilaţiilor de încovoiere, în gama de frecvenţe 1—10 KHz.

Efectuînd studii asupra absorbției undelor ultrasonore în roci în domeniul frecvențelor 10—160 KHz, V. M. Merkulova (1968) scoate în evidență dependența frecării interne de frecvență, legitate comparabilă cu cea a mecanismului absorbției disipative a undelor ultrasonice în roci *in situ*. Pentru lămurirea factorilor care produc atenuarea undelor compresionale în sedimentele marine, fenomen cu implicații în seismica marină, s-au făcut studii experimentale care au indicat valabilitatea mecanismului interacțiunii vîscoase dintre particule și fluid și al frecării solide dintre particule, cel puțin în gama de frecvențe 30—370 KHz (C. McCann, D. M. McCann, 1969).

V. A. Garanin (1968) prezintă metodele și rezultatele obținute în laborator în legătură cu influența viscozității substanței care umple porii, asupra absorbției și vitezei undelor ultraacustice care se propagă în mediile necimentate și în cele monolitice. Se trag concluzii interesante pentru înțelegerea unor detalii ale fenomenelor de propagare a undelor ultraacustice, folosite în cercetările de laborator și în diagrafia acustică.

Studii asupra proprietăților absorbante ale mediilor bifazice neconsolidate și slab cimentate a întreprins și V. P. Gorbatova (1969), constatînd că dependența coeficientului de absorbție de mediul saturant (apă și petrol) poate fi total diferită pentru frecvențele înalte față de frecvențele joase.

Din cele de mai sus se observă că majoritatea studiilor referitoare la proprietățile fizice ale rocilor s-au întreprins mai cu seamă în domeniul metodei electrometrice și preponderent în cel al metodei seismometrice. Cercetările asupra proprietăților electrice se preocupă de complexitatea dependenței acestor proprietăți de variația unor alți factori. Sînt de asemenea de remarcat contribuțiile referitoare la electrometria marină.

În privința proprietăților elastice ale rocilor, cele mai multe dintre probleme sînt legate de prospecțiunea marină. Se observă o oarecare preferință pentru studiul absorbției și difracției undelor, dar se întîlnesc și tratări ale unor dependențe mai complexe, urmărindu-se, în general, o mai bună lămurire a înțelegerii fenomenelor care au loc în mediile reale.

2. PROSPECȚIUNEA GRAVIMETRICĂ

Prospecțiunea gravimetrică păstrează din punct de vedere documentar un foarte pronunțat echilibru al preocupărilor distribuite între studiile referitoare la aparatură, prelucrare și interpretare. În legătură cu articolele referitoare la *aparatură* sînt de remarcat cîteva în care se reflectă un interes pentru efectuarea măsurătorilor în regim dinamic. Folosind două gravimetre amortizate, I. A. Tarakanov (1968) estimează teoretic mărimea perturbațiilor de inerție în procesul determinării gradientului vertical al forței gravitaționale.

De asemenea I. A. Tarakanov și L. G. Ivankin (1968) studiază teoretic influența perturbațiilor inerțiale asupra balanțelor de torsiune rigide cu ax orizontal de rotație și propun ca soluție (I. A. Tarakanov și L. G. Ivankin, 1968 a) un sistem sensibil care formează un paralelogram în ale cărui vîrfuri opuse sînt dispuse două mase concentrate. Pe de altă parte, V. L. Panteleev și L. P. Smirnov (1968) expun bazele teoretice,

construcţia şi rezultatele primelor experimentări ale prototipului gravimetrului optic mecanic, cu ajutorul căruia se realizează o amortizare dublă pentru acceleraţiile perturbatoare verticale, ceea ce prezintă importanţă evidentă pentru prospecţiunea gravimetrică marină. Într-un articol al lui I. V. Bobrov ş.a. (1969) se descriu rezultatele unor experienţe de laborator şi de lucru pe mare cu gravimetrul de bord AGN—1 automatizat. Acesta permite înregistrări în condiţii de mare agitată, influenţa acceleraţiilor verticale perturbatoare fiind mică şi uşor de apreciat. V. L. Panteleev (1968) face o prezentare a proceselor care au loc în sistemul de reglare automată a acestui gravimetru. Posibilităţile creşterii preciziei măsurătorilor gravimetrice marine în condiţii de mare agitată fac obiectul atenţiei colectivului condus de V. A. Kuzivanov (1969). Se arată că precizia de citire poate fi adusă pînă la $\pm 0{,}04$ mgl — 0,05 mgl.

Tot în domeniul gravimetriei marine, G. F. Floyd (1969), după ce analizează problema construirii filtrelor care reduc la minimum „zgomotul" fără a se introduce erori în urmărirea semnalului gravitaţional, pune problema importantă a realizării fizice a unor asemenea filtre.

Contribuţii interesante sînt de semnalat în domeniul *prelucrării* datelor obţinute prin măsurători. A. N. Tihonov ş.a. (1968) propun continuarea potenţialului în semispaţiul inferior cu ajutorul a două metode: metoda bidimensională, folosind ecuaţia integrală Fredholm de ordinul întîi şi metoda tridimensională, bazată pe analiza armonică. În acest scop ei stabilesc algoritmii corespunzători şi fac aplicaţii pe cîmpuri modelate şi pe date de ridicări practice.

Pe baza procedeului sursei echivalente, care constă din folosirea unor mase punctuale discrete distribuite într-un plan situat la o adîncime arbitrară, C. N. G. Dampney (1969) asigură o aproximare apropiată de cîmpul gravitaţional real. Acest procedeu permite utilizarea uşoară a continuării analitice, aşa cum se şi exemplifică pentru un caz real, în care topografia a fost foarte accentuată. Tot în domeniul prelucrării, M. I. Lapina (1969) propune transformarea cîmpurilor potenţiale cu ajutorul calculatoarelor electronice, folosindu-se programe la baza cărora stă teoria schemelor de calcul elaborate de V. N. Strahov.

G. K. C. Clarke (1969), constatînd că filtrările cu ajutorul derivatei a doua şi al continuării în jos pot produce anomalii false, arată că asemenea efecte nedorite pot fi prevenite. Folosind teoria filtrului Wiener, el propune filtre optime de derivata a doua şi de continuare în jos, care sînt remarcabil de adecvate acestui scop. Articolul aduce indirect un răspuns unei probleme similare semnalate cu aproximativ patru ani în urmă*.

V. N. Strahov (1969) expune teoria rezolvării aproximative a problemelor necorect liniare în spaţiul gilbertian şi folosirea ei în prospecţiunea geofizică, construind algoritmi care se bazează pe o sinteză a principiilor filtrării şi aproximării. În continuare, teoria dezvoltată se aplică la o serie de probleme geofizice: filtrarea, extrapolarea semnalelor temporale şi transformarea cîmpurilor potenţiale (V. N. Strahov, 1969 a).

* Z. J. Fajklewicz, Fictious anomalies of higher vertical derivatives of gravity (Geophysics, vol. 30, nr. 6, 1965, p. 1094).

Deşi pare să se refere mai mult la seismică, articolul lui A. Jacqmin şi L. Pekar (1969) este mai inedit pentru gravimetrie. Observînd că raţionîndu-se în domeniul spectral nu există nici o diferenţă principială între seismică şi gravimetrie, autorii tratează unitar cele două metode, începînd cu înregistrarea datelor, continuînd cu prelucrarea lor atît funcţional, cît şi spectral- şi sfîrşind cu interpretarea.

În privinţa *interpretării*, R. Teisseyre (1969), tratînd *problema directă*, a elaborat o variantă îmbunătăţită a unei metode de aproximare pentru rezolvarea cîmpurilor gravitaţionale şi magnetice provocate de deformaţii structurale, folosindu-se atît deformarea locală a limitei de separaţie, cît şi variaţia densităţii sursei.

Mult mai numeroase sînt contribuţiile la rezolvarea *problemei inverse*. G. M. Voskoboinikov şi N. I. Naciapkin (1969), urmărind realizarea unui procedeu nou de interpretare a măsurătorilor geofizice de producţie, au elaborat metoda determinării poziţiei şi tipurilor de puncte singulare ale continuării analitice a cîmpurilor potenţiale. A. V. Ţirulski (1969) întreprinde un studiu al problemei univocităţii rezolvării problemei inverse a teoriei potenţialului, cînd nu se cunoaşte densitatea surselor. Tot pentru rezolvarea problemei inverse gravimetrice, L. Cordell şi R. G. Henderson (1968) propun o metodă iterativă de aproximări succesive, folosind pentru culegerea datelor o tehnică de reţea. Pentru compararea succesivă a rezultatelor se admite un model de pornire, care se modifică apoi în funcţie de neconcordanţa dintre anomalia calculată şi cea observată. Operaţiile se execută cu ajutorul calculatorului electronic, nefolosindu-se raţionamentul uman pentru ultima din fazele menţionate.

Pe baza derivatei verticale de ordinul doi a forţei gravitaţionale, V. M. Berezkin (1968) stabileşte formule noi pentru determinarea centrului maselor perturbatoare şi a unor parametri ai acestora.

Analizînd cu ajutorul transformatelor Fourier anomaliile gravimetrice provocate de falii bidimensionale, B. Sharma şi L. P. Geldart (1968) stabilesc un procedeu de determinare a parametrilor faliei în diferite condiţii, prezentînd pentru ilustrare un exemplu real pe bază de observaţii în teren.

Atacînd problema *interpretării în termeni geologici*, A. I. Buketov (1969) face un pas chiar către folosirea gravimetriei ca metodă de prospecţiune directă, elaborînd un procedeu de reprezentare a funcţiei forţei gravitaţionale în plan vertical, pentru separarea în condiţii geologice favorabile a efectelor zăcămintelor petrogazifere, folosindu-se calculatorul electronic Minsk—2.

3. PROSPECŢIUNEA MAGNETICĂ

Deşi mai puţin utilizată în prospectarea petrolului, magnetometria aduce în anii 1968 şi 1969 o serie de contribuţii mai ales în domeniul aeromagnetometriei, folosită cu succes în investigarea marilor bazine sedimentare.

I. D. Tropin (1969), făcînd o scurtă incursiune în domeniul *bazelor fizice* ale metodei, prezintă o analiză a teoriilor existente ale viscozităţii magnetice a rocilor, indicînd căi noi de dezvoltare pe plan teoretic.

Aducînd contribuţii în *tehnica de lucru*, F. E. Lilley (1968) propune entru prospectarea aeromagnetică o metodă de estimare a eficiţei direcţiei de zbor în funcţie de amplitudinea anomaliei şi de titudine.

Mai dezvoltat reprezentate par a fi contribuţiile legate de procedeele de *prelucrare* (continuări, filtrări sau prelucrări spectrale). Presupunînd sursele aleatorii sub forme diferite, P. Naidu (1968) stabileşte o elaţie între spectrul densităţii aleatorii sau al intensităţii magnetizării spectrul cîmpului aleatoriu; pe baza acestuia din urmă se poate estima dîncimea-limită de la care cîmpul devine instabil în continuările în os.

Întrucît filtrarea liniară a profilelor aeromagnetice înregistrate dital nu s-a dovedit prea eficace, H. Naudy şi H. Dreyer (1968) folosesc lte metode, de filtraj neliniar, adoptînd drept criteriu lărgimea anomaliilor.

Urmărind aplicarea metodei interpolării bicubice pe bază de pantă a prelucrarea datelor magnetometrice, B. K. Bhattacharyya (1969) o propune pentru determinarea funcţiilor polinomiale, folosite în estimarea mplitudinii şi fazei spectrelor anomaliilor magnetice.

Pentru calcularea spectrului şi spectrului reciproc al cîmpului eromagnetic, P. S. Naidu (1969) a elaborat şi a programat pentru calculatorul digital o metodă care utilizează procedee rapide ale transformării Fourier, pe care o experimentează atît pe date aeromagnetice teoretice, cît şi reale.

Problemele legate de *interpretare* sînt şi ele prezente în literatură sub aspecte mai puţin întîlnite în anii precedenţi. Procedeele de interpretare cu ajutorul aproximărilor succesive şi al curbelor-etalon fiind în general foarte laborioase, W. E. Johnson (1969), bazîndu-se pe o serie de lucrări mai vechi, propune pentru interpretarea anomaliilor magnetice provocate de structuri bidimensionale o metodă iterativă, folosind criteriul celor mai mici pătrate. Se realizează o convergenţă rapidă către o soluţie care satisface bine datele de observaţie.

În scopul rezolvării problemei trasării mecanice automate a curbelor pentru datele distanţate neregulat, C. R. Pelto ş.a. (1968) dezvoltă o teorie matematică completă, stabilind un procedeu care asigură o imagine finală similară celei obţinute pe calea trasării manuale. W. Bosum (1968) descrie principiile generale ale unui procedeu automatizat pentru interpretarea anomaliilor magnetice, folosindu-se metoda celor mai mici pătrate. Pe baza comparaţiei cu efecte de corpuri model, calculatorul electronic transmite datele necesare unei maşini de trasare, care reprezintă curba măsurată, curba teoretică şi modelul de corp.

Apropiindu-se de necesităţile *interpretării geologice*, H. Linsser (1968) discută aplicarea la datele magnetometrice a metodei folosite în gravimetrie : comparaţia cu curbe-etalon, bazată pe modele geologice simplificate. După aducerea unor modificări necesare, metoda, aplicată ca proces de rutină pentru calculator, a permis obţinerea de hărţi tectonice magnetometrice, pe care imaginea structurală este reprezentată prin simboluri geologice obişnuite.

4. PROSPECȚIUNEA ELECTRICĂ

Literatura publicată în perioada de timp analizată oferă subiect pentru toate aspectele prospecțiunii electrice, remarcîndu-se contribuți referitoare la bazele fizice ale metodei, la aparatură, la tehnicile de lucru la prelucrare și la interpretare.

O serie de autori se preocupă de probleme privind *bazele fizice* al electrometriei.

D. N. Cetaev (1969) demonstrează necesitatea condiției Loren pentru potențiale, în cazul mediilor izotrope, ca o consecință a ecuațiilo Maxwell și nu ca una suplimentară, cum se considera în mod obișnuit

G. G. Obuhov (1968), observînd unele proprietăți ale cîmpurilo electromagnetice nestaționare, studiază un aspect particular al fenomenelor tranzitorii în vederea folosirii distribuției lor în solul conducto pentru prospectări electrice structurale.

În scopul cercetării influenței anizotropiei asupra stabilirii cîmpului electromagnetic în cazul prezenței unui strat anizotrop omogen, V. M. Davîdov (1969) determină întîi cîmpul unui dipol armonic și după aceea tratează stabilirea cîmpului pe baza transformării integrale Fourier.

N. M. Altgauzen (1969) expune metoda de calcul a coeficienților de reflexie și de penetrație a undelor electromagnetice (unde radio sau descărcări electrice naturale) în cazul mediilor anizotrope stratificate.

V. I. Dmitriev (1969) stabilește condiții la limită pentru cîmpul electromagnetic în cazul unui strat conductor subțire cu conductivitate variabilă de-a lungul lui, conchizînd că acesta nu poate fi înlocuit printr-un plan echivalent ca în cazul stratului omogen.

Alți doi autori se ocupă de aspecte legate de *aparatura* pentru metodele bazate pe cîmpuri electromagnetice (naturale sau provocate). Astfel, după ce reamintește pe scurt principiile metodei magnetotelurice, definind condițiile necesare înregistrării fenomenelor, Y. Benderitter (1968) descrie și discută soluțiile adoptate din punctul de vedere al aparaturii-recepție, amplificare și filtrare. În domeniul prospecțiunii electrice s-a creat un nou tip de aparatură, folosindu-se tehnicile moderne de construcție în vederea digitalizării înregistrărilor. A. M. Alekseev ș.a. (1969) arată rezultatele pozitive obținute cu astfel de stații de înregistrare, realizate pentru metodele sondajului de stabilire a cîmpului și sondajului magnetoteluric.

Subiecte referitoare la *tehnicile de lucru* apar într-o abundență mai pronunțată. Tratînd teoretic anomaliile de rezistivitate electrică de deasupra unei discontinuități verticale izolate, M. Al-Chalabi (1969) stabilește metode pentru obținerea unei sensibilități optime a sistemului de electrozi în funcție de geometria dispozitivului și de direcția lui în plan față de cea a discontinuității. Pentru măsurări de rezistivitate de înaltă rezoluție, se propune o metodă nouă, denumită sondajul transversal diferențial (A. A. R. Zohdy, 1969), bazată pe un sistem coliniar simetric de două perechi de electrozi emițători și o pereche de electrozi potențiali. Pentru interpretare se folosește tot procedeul curbelor-etalon pentru modele de sol stratificat orizontal.

Pe baza comparaţiei teoretice a dispozitivelor dipol cu dispozitivele Schlumberger din punctul de vedere al sensibilităţii la discontinuităţile laterale, R. K. Fröhlich (1968) arată cum trebuie să se ţină seama de condiţiile geologice ale subsolului pentru a se obţine rezultate optime cu dispozitivele dipol.

Studiind procesele tranzitorii apărute în diferite structuri geoelectrice în cazul sondajelor cu frecvenţă continuu variabilă în timp, A.P. Ivanov ş.a. (1968) deduc formule pentru stabilirea vitezei optime de variaţie a frecvenţei în funcţie de structura geoelectrică concretă.

Analizînd rezultatele cercetărilor experimentale de laborator şi de teren, V. A. Sidorov (1969) urmăreşte elaborarea unei metode de prospecţiune electrică bazată pe măsurarea cîmpurilor nestaţionare din zona din vecinătatea sursei.

M. N. Berdicevski şi L. L. Vanean (1969) estimează perspectivele aplicării sondajelor magnetotelurice de adîncime la zonele acvatoriale, făcînd şi recomandări de tehnică şi de metodologie practică.

Aproape tot la fel de frecvent apar şi articole referitoare la *procedeele de prelucrare*. Astfel O. Koefoed (1969) prezintă o analiză a posibilităţii obţinerii combinaţiilor distribuirii stratelor echivalente, luîndu-se în consideraţie puterile funcţiei nucleu în locul funcţiei rezistivităţii.

A. Roy (1969) tratează problema continuării cîmpurilor electromagnetice în jos şi în sus, extrapolînd în sol cîmpul magnetic observat în aer, iar pe cel electric — observat în sol sau la suprafaţa lui — extrapolîndu-l în aer sau mai adînc în sol. Se deduc formule care leagă adîncimile continuării tridimensionale de mărimea reţelei.

Unele rezultate ale calculării asimptotei cîmpurilor electromagnetice generate de un dipol electric orizontal şi unul magnetic vertical, afundaţi într-un spaţiu plan-stratificat, sînt prezentate de D. N. Sahsuvarov şi E. V. Zvereva (1968) în vederea folosirii lor în metodele de prelucrare a sondajelor de frecvenţă. În articolul lui M. V. Davîdov (1969 a) se deduc formule de transformare a curbelor sondajului de frecvenţă în curbe de stabilire a cîmpului, folosind metoda spectrală.

G. Kunetz (1969) stabileşte, pentru folosire ca procedeu de prelucrare, o metodă de determinare a unui operator temporal care leagă variaţiile, din acelaşi punct, ale componentei orizontale a cîmpului magnetic cu ale celei a cîmpului electric, pentru unda plană, care se propagă într-un mediu orizontal, stratificat.

Cele mai numeroase contribuţii se remarcă în domeniul *interpretării*, aproape egal distribuite între problema directă şi cea inversă. Tratarea *problemei directe* pare să favorizeze mai mult cazul metodelor care folosesc curenţi variabili (sondajul de frecvenţă şi magnetotelurica).

După ce prezintă rezultatele cercetărilor referitoare la amploarea influenţei poziţiei monoclinale a unui orizont-reper asupra curbelor *sondajului de frecvenţă*, A. N. Kuznetov şi V. I. Fomina (1969) fac recomandări privind interpretarea acestor curbe pentru astfel de cazuri. Într-un alt articol (A. N. Kuznetov, 1969) se analizează rezultatele modelării fizice a sondajelor de frecvenţă electrice şi electromagnetice, în cazul unui horst, în funcţie de geometria dispozitivelor şi de orientarea axelor lor faţă de direcţia structurii.

G. G. Obuhov (1968 a) deduce pentru cazul undei plane *cîmpul ma netoteluric* deasupra unui strat conductor neomogen, subțire, așezat pe u fundament ideal conductor. Neomogenitățile sînt presupuse de dimensiu comparabile cu grosimea stratului, condiție care se întîlnește frecve în practică.

V. I. Dmitriev (1968) studiază cîmpul magnetoteluric pentru caz unui strat a cărui suprafață inferioară are o curbură arbitrară și al un polarizări H, stabilind un algoritm îmbunătățit, simplificator, aplicabil p scară largă.

G. A. Kokotușkin și V. I. Dmitriev (1968) consacră un articol rezo vării problemei distribuției cîmpului magnetoteluric într-un mediu co ductor cu treaptă verticală.

Teoria matematică a cîmpului magnetoteluric de deasupra unu fundament adînc, neconductiv și cu înclinări cuprinse între 45 și 90°, est confirmată de aplicații numerice, efectuate cu ajutorul calculatorulu digital ODRA—1013 (A. Kosteţki, 1969).

Articolele referitoare la *problema inversă* sînt puțin mai numeroas și se extind atît asupra metodelor de curent continuu, cît și asupra celo de curenți variabili. A. A. R. Zohdy (1968) oferă, în scopul unei inter pretări îmbunătățite, o metodă grafică rapidă pentru cazul sondajelo electrice verticale folosite în cazul tristratificației, fundamentul fiind foart rezistiv, cînd se obțin curbe de tip minimum (H) sau de tip dublu as cendente (A).

M. Unz (1968) sugerează o metodă de interpretare pentru profilel de rezistivitate aparentă obținute deasupra unui mediu cu rezistivitat variabilă continuu.

Tot pentru rezolvarea problemei inverse, se propune, în cazul me todei SEV, un algoritm de rezolvare prin aproximări succesive, deter minîndu-se la fiecare pas al procesului corecții ale valorilor aproximative ale parametrilor, cu ajutorul unui sistem de ecuații algebrice liniare (N. V. Strahov, 1968).

Urmărind simplificarea interpretării datelor SEV, V. N. Strahov și G. N. Karelina (1969) propun folosirea unei abace a unei funcții care depinde de parametrii secțiunii într-un mod mai simplu decît funcția rezistivității aparente.

Folosind metode de modelare matematică, A. Becker (1969) simulează, pentru varianta prospecțiunii aeropurtate, comportarea în domeniul timp a unui sistem de investigație *electro-magnetică* față de un sol omogen și un strat conductiv orizontal foarte subțire. S-a folosit simularea digitală, care s-a dovedit mai utilă ca cea analogică pe bază de rețele RC active.

Lucrarea lui J. Dzwinel (1968) prezintă un procedeu simplificator de rezolvare grafică și analitică a problemei directe și mai ales acelei inverse a *sondajelor de stabilire a cîmpului*, deplasînd problema în domeniul interpretării sondajelor electrice convenționale, ceea ce îi conferă o deosebită importanță practică.

Efectele unei stratificații posedînd o anumită polarizare sînt studiate cantitativ de către H. F. Morrison ș.a. (1969), folosindu-se avantajele impulsului semisinusoidal repetitiv, care permite măsurarea cîmpului secundar în absența celui primar.

Pornind de la un model de sol cu stratificaţie orizontală, F. T. Wu (1968) aplică o metodă liniară, a celor mai mici pătrate pentru a inversa curbele *sondajului magnetoteluric*, în vederea obţinerii rezistivităţii şi grosimii stratelor, renunţînd astfel la metodele de aproximare succesivă sau de potrivire cu grafice-etalon.

Pentru rezolvarea problemei inverse a magnetoteluricii în cazul mediului stratificat, S. Nabetani şi D. Rankin (1969) dezvoltă un procedeu iterativ cu ajutorul căruia se deduc parametrii pentru fiecare strat succesiv.

A. I. Golmştok şi V. V. Socelnikov (1969) rezolvă problema sondajelor magnetotelurice marine în cazul polarizării cîmpului electric, pe baza metodei aproximărilor succesive, pentru care foloseşte calculatoare digitale.

5. PROSPECŢIUNEA SEISMICĂ

Bucurîndu-se de o foarte largă aplicabilitate practică în prospectarea terestră şi marină a petrolului şi extinzîndu-se şi la domeniul cercetărilor oceanografice, metoda seismică a beneficiat de numeroase şi de continue perfecţionări într-o măsură mult mai mare decît celelalte metode de prospecţiuni geofizice. Această amprentă se resimte şi în literatura de specialitate din ultimii doi ani, în care abundă variate contribuţii referitoare la bazele fizice ale metodei, la aparatură, la tehnici de lucru şi la procedee de prelucrare şi de interpretare.

Printre articolele referitoare la bazele fizice ale metodei seismice trebuie menţionate cîteva care se preocupă de problema *generării undelor* seismice, îndeosebi de fenomene de *propagare* în medii reale. În scopul modelării focarului de unde seismice generate exploziv se studiază posibilitatea folosirii unei combinaţii de surse sferice de unde longitudinale şi transversale. I. I. Gurvici (1968) expune comparativ aspecte teoretice, în domeniul frecvenţei, referitoare la asemenea emiţătoare. Pentru descrierea proprietăţilor undelor seismice generate tot exploziv se cercetează caracteristicile de frecvenţă ale unei surse de unde longitudinale şi transversale, de formă cavitară cilindrică, ţinîndu-se seama de proprietăţile mediului, de dimensiunile focarului şi de poziţia punctului de observaţie faţă de axa sursei (I. I. Vasiliev, 1968). Investigînd de asemenea domeniul generării undelor seismice, D. S. Bahjat şi C. Kisslinger (1969) analizează pe bază de modele fizice bidimensionale efectul mediului imediat înconjurător asupra proprietăţilor undelor de compresiune primare, pentru a trage concluzii referitoare la fenomenele care se petrec în mod practic în mediile reale.

P. N. S. O'Brien (1969) a întreprins studii, pe bază de înregistrări experimentale, asupra impulsurilor seismice primare, de compresiune şi de forfecare, obţinînd indicaţii cu valoare aplicativă la lucrările de împuşcare în seismica de reflexie şi de refracţie.

Estimînd influenţa complexelor stratificate acoperitoare asupra amplitudinii undelor reflectate şi frontale, V. F. Cerveni şi A. M. Epinatieva (1968) au efectuat calcule teoretice pentru cazul mediilor ideal elastice omogene, cu limite orizontale.

Folosind un mare număr de modele bidimensionale cu strate orizontale şi înclinate, S. Datta şi A. N. Bhowmick (1969) constată descreş-

terea exponențială a amplitudinii undelor frontale cu distanța, pentru stratele orizontale, iar pentru cele înclinate-variații ale acestei descreșteri în funcție de înclinare și de contrastul de viteză.

I. M. Muzîka (1969) tratează tot o problemă de propagare a undelor seismice, analizînd pe bază de date experimentale influența secțiunii geologice, de la zona de viteze mici pînă la limitele reflectatoare din adîncime, asupra intensității undelor reflectate multiplu.

Urmărind îmbunătățirea interpretării geologice a rezultatelor observațiilor seismice, A. V. Nikolaev (1968) studiază propagarea undelor seismice în medii slab eterogene, elaborînd metode practice de determinare a coeficientului de eterogenitate în cazul metodei seismice de reflexie.

Dispersarea vitezelor de fază ale undelor seismice longitudinale în mediul fin stratificat este studiată de I. S. Berzon și V. I. Pasecinik (1968), care ilustrează cu ajutorul mașinilor electronice de calcul posibilitatea folosirii rezultatelor obținute pentru estimarea aproximativă a defazării undelor impulsionale într-un astfel de mediu.

Pentru o mai bună cunoaștere a procesului de propagare în medii reale cu gradient mic de viteză, A. M. Epinatieva și E. I. Kuțenko (1968) au efectuat studii experimentale la suprafața solului și în sonde. Se remarcă schimbări ale formei înregistrării primei unde în funcție de distanță, transformări de unde și maxime și minime locale pe graficele amplitudine-distanță. Analizînd o problemă înrudită, I. S. Berzon ș.a. (1969) arată, tot pe bază de date experimentale, că într-un mediu cu gradient mic în care este intercalat un strat subțire avînd o viteză mare apar și se mențin pe distanțe mari unde transformate, multiplu reflectate și refringente, ale căror caracteristici sînt comparate cu cele calculate teoretic pentru un model de mediu apropiat de cel real.

Folosind teoria undei plane și admițînd o anumită undă elementară de intrare, R. Meissner și E. Meixner (1969) deduc schimbările suferite de unda elementară reflectată sau transmisă, provocate de o limită de stratificație, ceea ce contribuie la înțelegerea unor aspecte ale propagării deformațiilor elastice în mediile reale.

B. V. Kostrov și L. V. Nikitin (1968) analizează problema plană a cîmpului de unde elastice situat într-o zonă îndepărtată, mediul elastic prezentînd discontinuitate. El își propune să determine cinematica discontinuității pe baza cîmpului cunoscut al undelor elastice din zona îndepărtată. Într-un alt articol, aceiași autori studiază influența stării de pretensiune asupra propagării undelor elastice plane, presupunînd că mediul nu are anizotropie proprie (B. V. Kostrov și L. V. Nikitin, 1968 a).

Cu ajutorul metodei modelării fizice, A. N. Levin (1968) stabilește expresia matematică pentru calcularea coeficientului de reflexie a undelor plane în cazul incidenței normale pe un strat plasat într-un mediu lichid. Se cercetează de asemenea și cazul particular al efilării stratului.

Aducînd lămuriri în probleme de *absorbție* și de *dispersie*, S. A. Azimi ș.a. (1968) studiază caracteristicile impulsionale tranzitorii ale mediilor cu legi liniare și pătratice de absorbție, luînd în considerație sau omițînd dispersia vitezei de fază. G. Holstrom (1968) analizează fenomenul propagării unui impuls elastic de amplitudine finită într-un mediu

solid şi constată un transfer neliniar al energiei de la frecvenţele joase la frecvenţele înalte, ceea ce conduce la apariţia unei atenuări evidente a undelor elastice în gama frecvenţelor seismice.

A. G. Gamburţev (1968 a) investighează zona de viteze mici şi stabileşte că neomogenitatea şi elasticitatea neideală a mediului sînt factori care influenţează atît amortizarea şi dispersia vitezelor de fază ale undelor longitudinale, cît şi caracteristica spectrală a undelor longitudinale penetrante. S. A. Kaţ (1968) face observaţii asupra absorbţiei şi constanţei undelor penetrante şi reflectate în cazul mediului fin stratificat cu structură accidentală, urmărind rezolvarea unor probleme metodice de calculare şi de folosire a seismogramelor sintetice pentru un astfel de mediu.

Studiul teoretic al lui V. A. Afanasiev (1969) asupra fenomenului difracţiei undei plane incidente pe limita de contact dintre un semispaţiu rigid şi un semispaţiu elastic reprezintă o contribuţie la lămurirea procesului, nu totdeauna simplu, al propagării undelor elastice. Cercetări asupra dispersiei undelor elastice s-au întreprins şi cu ajutorul unui model seismic tridimensional, cu o distribuţie aleatorie în suprafaţă a elementelor dispersive (F. K. Levin şi D. J. Robinson, 1969).

F. M. Golţman (1969), urmărind descifrarea caracterului interferenţial al cîmpurilor geofizice ale obiectivelor complexe, studiază aceste cîmpuri ca efecte ale unor surse elementare dispuse în nodurile unei reţele spaţiale, folosind deci o modelare statistică şi propune, pe baza unui exemplu simplu de propagare a undelor seismice difractate, un algoritm generalizat.

Evoluţia aparaturii seismice pare să fi atins un stadiu de perfecţionare destul de avansat. Totuşi, suficiente articole se ocupă de studiul *aparaturii* atît din punct de vedere teoretic, cît şi practic.

Deşi apărut mai de mult printre *sursele de energie* seismică, sistemul Dinoseis este reamintit pe baza unor aplicări practice în Canada (L. M. Godfrey ş.a., 1968). Aplicarea acestui sistem în cadrul unor tehnici de teren moderne complexe, folosind înregistrarea şi prelucrarea digitală, a dus la rezultate promiţătoare din punct de vedere geologic şi economic.

O serie de dezvoltări recente ale surselor nedinamitice pentru prospecţiuni seismice marine sînt discutate de B. F. Giles (1968). Se insistă în special asupra surselor pneumatice, care au asigurat penetraţii pînă la 5 s., după cum au dovedit-o experienţele întreprinse. Discutarea rezultatelor care ilustrează principalele etape de dezvoltare a sistemului Sparker se face de către H. Edelmann (1968), mai ales din punctul de vedere al creşterii eficienţei seismice. Un interes asemănător îl prezintă şi studiul lui G. Grau (1969), deşi este întreprins pentru scopuri oceanografice.

Se remarcă unele contribuţii la problema dispozitivelor de *filtrare*, în sensul implicaţiilor instrumentale. În vederea compensării distorsionării inerente a înregistrării sosirilor seismice utile, R. L. Gray şi colab. (1968) descriu o metodă de determinare experimentală a distorsiunilor introduse de sistemul de înregistrare seismică, pe care le compensează, mai ales ca fază, cu ajutorul filtrelor digitale proiectate în domeniul-frecvenţă.

C. J. Távora şi J. L. M. R. Netto (1969) tratează problema amplificatoarelor moderne digitale cu amplificare binară, deducînd lărgimea de bandă minimă a fiecărui etaj pentru a se realiza o exactitate propusă.

Într-o serie de trei articole, H. J. Meyerhoff (1968, 1968 a, 1968 b) discută foarte amănunțit problema realizării în calculatoarele digitale a caracteristicilor de frecvență cu tăiere bruscă.

M. K. Polșkov (1968) studiază teoretic fenomenele tranzitorii în amplificatoarele seismice cu filtre de joasă și înaltă frecvență, în vederea îmbunătățirii parametrilor acestora. Tot pentru elucidarea unor probleme de filtrare, A. F. Gangi și D. Disher (1968) au proiectat și au construit pentru studii pe modele seismice un filtru spațiu-timp și dispozitive traductoare corespunzătoare.

Ansamblele de aparatură intră de asemenea în atenția unora dintre autorii specializați în astfel de probleme.

Urmărind folosirea undelor transversale în prospecțiunea seismică de reflexie, J. T. Cherry și K. H. Waters (1968) aplică posibilitatea apărută în ultimii ani a înregistrării cu ajutorul metodei semnalelor continue. În acest scop ei aduc modificări aparaturii pentru a învinge neajunsul lipsei energiei și lărgimii benzii de frecvență.

Într-un alt studiu, E. L. Erikson ș.a. (1968) continuă studiul asupra undelor transversale, arătînd pe baza unor exemple practice că acest tip de undă asigură informații noi, utilizabile eficient.

Un colectiv de autori în frunte cu O. G. Sorohtin (1969) descrie aparatura de înregistrare digitală și de prelucrare a datelor seismice elaborată de VNIIGheofizika, prezentînd principalele caracteristici tehnice. Într-un alt articol (P. F. Frolov ș.a., 1969) se aduc completări, prezentîndu-se principiul de funcționare ale aceleiași aparaturi și rezultate obținute în experimentările de laborator și de teren.

Referitor la rezolvarea proceselor de interferență a undelor, A. B. Beklemișev (1969) face o estimare a posibilităților aparaturii de corelare pe baza unor rezultate cantitative obținute.

Puține contribuții sînt de semnalat în domeniul *tehnicilor de teren*. După expunerea principiului metodei de focalizare a undei incidente (FUI) și trecerea în revistă a unora dintre problemele referitoare la această metodă, I. A. Tarasov (1968) studiază condițiile înregistrării undelor difractate pentru a se putea calcula și asigura extinderea domeniului de focalizare suficientă în direcție orizontală. În continuarea aceleiași probleme se dă un exemplu practic de punere în evidență și determinare a coordonatelor zonelor de difracție a undelor seismice (I. A. Tarasov, 1968 a).

Pentru separarea sosirilor ulterioare interferate se propune o tehnică de lucru bazată pe gruparea liniară de surse, înregistrîndu-se separat fiecare element al grupării și efectuîndu-se după aceea, pentru prelucrare, o combinare digitală (S. J., Laster și A. F. Linville, 1968). Se realizează o excitare preferențială selectivă a interferențelor și se ușurează și studiul sosirilor difractate cu sosire întîrziată.

Pentru studiul flancurilor abrupte ale structurilor cu domuri salifere, M. M. Konovalov (1968) face recomandări privind folosirea metodelor seismice bazate pe undele difractate și frontale. Pentru exemplificare el prezintă principalele rezultate ale unor lucrări efectuate practic.

Deosebit de abundente sînt preocupările pentru procedeele de *prelucrare*, în special pentru cele de filtrare, în care se includ totalitatea mijloacelor care, indiferent de principiu, urmăresc realizarea unui raport cît mai mare semnal/zgomot.

Cunoaşterea parametrilor părţii superioare a secţiunii geologice este necesară pentru aplicarea corecţiilor premergător fazei de prelucrare. Pentru aceasta, Gamburţev (1968), folosind date de înregistrare seismică, determină parametrii fizici ai zonei de viteze mici şi ai rocilor din culcuş (viteze, coeficienţi şi decrementi de amortizare etc.). Deşi exactitatea corecţiilor statice este o cerinţă imperioasă în procedeul acoperirii multiple, J. A. Hileman ş.a. (1968) determină statistic corecţiile statice, folosind o tehnică de calcul electronic şi asigurînd totuşi acumularea corectă a urmelor, chiar cînd erorile corecţiilor statice sînt constante sau foarte puţin variabile. Pentru introducerea corecţiilor cinematice se studiază diverse metode care folosesc linii electrice de întîrziere, analizîndu-se erorile care apar în cazul metodelor respective (A. I. Sluţkovski, 1969).

Reluînd problema, apărută cu mai mulţi ani în urmă, a *filtrării* în evantai, S. A. Nahamkin (1969), după ce stabileşte legătura ei cu alte procedee folosite concomitent în U.R.S.S., propune o variantă pentru aplicarea practică bazată pe principiul RNP.

În procesul construirii secţiunilor seismice, I. F. Lozovskaia (1968) constată că filtrarea numerică a avut ca efect o distorsionare a secţiunii în zona afectată de accidente tectonice, rezultatele neprezentînd siguranţă decît pentru accidente cu amplitudini mari.

Pentru mărirea raportului semnal/zgomot, S. Treitel şi E. A. Robinson (1969) analizează un nou tip de filtru digital, şi anume filtrul cu energie de ieşire, care scoate în evidenţă în mod ideal prezenţa semnalului util printr-o puternică deflecţie la ieşire.

Secţiunea de corelograme, care s-a dovedit recent un procedeu de interpretare foarte valoros, a putut fi obţinută şi cu ajutorul unei metode optice cu lumină necoerentă (P. L. Jackson, 1968). Pare oarecum surprinzătoare preocuparea pentru procedeele de filtrare analogică în plină dezvoltare a filtrării digitale, dar este remarcabilă noutatea folosirii luminii necoerente în locul celei coerente, utilizată în trecut.

Descriind un procedeu de analiză al cărui principiu se bazează pe corelările reciproce dintre urmele acoperirii multiple, W. A. Schneider şi M. M. Backus (1968) obţin o măsură a relaţiilor energetice dintre urme, ceea ce permite construirea unor filtre optime pentru seismica marină.

Rezultatele practice au arătat că analiza dinamică a corelaţiei constituie un procedeu valoros. A. K. Ianovski (1968) deduce condiţiile pe care trebuie să le satisfacă un proces accidental staţionar, pentru filtrarea optimă, corespunzător criteriului maximului raportului semnal/zgomot. Relaţiile obţinute sînt analizate în vederea aplicării lor la probleme concrete de prospecţiune seismică.

R. L. Sengbush şi M. R. Foster (1968) elaborează un sistem de filtrare de viteză, multicanal, optim în sensul filtrării Wiener, realizînd semnalul de ieşire prin filtrarea fiecărei urme cu filtrul său corespunzător şi însumînd ieşirile. Este posibilă o suprimare mărită a zgomotului din zone prefixate ale planului $f - k$. Tot de problema filtrării optime se ocupă şi J. N. Galbraith ş. a. (1968), studiind însă caracteristicile filtrelor de acumulare şi stabilind că filtrele liniare multicanale optime acţionează mai drastic faţă de zgomotul organizat decît simpla însumare a urmelor.

În articolul lui R. J. Wang (1969) se descrie o metodă de determinare a lungimii optime a ferestrelor de timp pentru calcularea filtrelor Wiener variabile în timp, care s-au dovedit mai adecvate decît filtrele staţionare.

E. J. Mercado (1968) stabileşte un sistem de filtre liniare care se bazează pe diferenţele de fază dintre componentele mişcării. Aplicarea practică asupra unor date de teren a permis separarea undelor P şi Rayleigh, ceea ce confirmă eficacitatea acestui tip de filtrare fazică liniară.

De o tratare preferenţială se bucură procedeele de *deconvoluţie*. P. Bois (1968) îşi propune să determine impulsul generat prin explozie, plecînd de la datele furnizate de urma seismică înregistrată. După ce expune procedeul ales, o metodă bazată pe autocorelare, autorul analizează impulsul astfel găsit pentru a stabili dacă este cu fază minimă, folosibil pentru deconvoluţii.

În lucrarea lui S. A. Azimi ş.a. (1969) se descrie o metodă nouă de comprimare a semnalelor seismice, aplicînd un operator diferenţial liniar, ceea ce face să crească mult puterea rezolutivă a prospecţiunii seismice.

I. K. Kondratiev (1968) studiază teoria stabilităţii filtrelor inverse digitale în cazul proceselor oscilatorii de anumite tipuri. El stabileşte în special mărimea optimă de întîrziere a operatorilor inverşi finiţi pentru a se asigura insensibilitatea la perturbaţii. Într-o altă lucrare a aceluiaşi autor (I. K. Kondratiev, 1968a) se analizează problema corectitudinii problemei filtrării inverse a înregistrărilor seismice şi se ajunge la concluzia că, în cazul unei anumite clase de soluţii, rezultatele acestui tip de filtrare converg spre soluţii reale. Aprecierea gradului de creştere a puterii rezolutive a înregistrării seismice prin folosirea filtrării inverse este studiată pe bază de exemple teoretice de către I. K. Kondratiev (1969).

Abordînd de asemenea problema filtrării inverse a înregistrărilor seismice de reflexie, E. A. Kozlov (1968) stabileşte o soluţie exactă pentru filtrarea ponderată, nelimitată în timp şi una aproximativă pentru cea limitată în timp.

E. B. Davies şi E. J. Mercado (1968) propun filtrarea deconvolutivă multicanală Wiener, cu intrare multicanală şi ieşire monocanală, pentru înlăturarea zgomotului coerent din înregistrările seismice obţinute prin acumulare, după acoperirea multiplă verticală şi orizontală.

Fără a ajunge la utilizarea în prelucrarea curentă, datorită complexităţilor, W. R. Burns (1968) stabileşte o tehnică de calculare a volumului util de deconvoluţie, proces de optimizare statistică, utilizînd informaţia asupra erorilor rezultate din caracterul pseudoaleatoriu al înregistrărilor seismice. M. R. Foster ş.a. (1968) folosesc simularea Monte-Carlo pentru ameliorarea performanţelor procesului de deconvoluţie, bazîndu-se pe estimarea funcţiei de corelaţie rezultă chiar din datele înregistrate.

Deoarece în procesul de propagare semnalului seismic îi variază în timp caracterul şi conţinutul de frecvenţă, este necesar ca şi filtrele de deconvoluţie să fie variabile în timp. În acest scop, G. K. C. Clarke (1968) propune construirea unor filtre variabile liniar în timp, semnalul fiind tratat, bineînţeles, ca un proces aleatoriu nestaţionar. J. D'Hoeraene şi Wlodarczak (1968) au elaborat un program cu autoadaptare pentru deconvoluţie şi antirezonanţă, adecvat în cazul inconstanţei în timp a semnalului şi a perioadei de rezonanţă.

O creştere importantă a raportului semnal/zgomot se realizează aplicîndu-se teoria predicţiei la prelucrarea datelor seismice (C. Hemon, 1969). K. L. Peacock şi S. Treitel (1969) dezvoltă teoria deconvoluţiei de predicţie — filtrare predictivă pe baza metodei celor mai mici pătrate, folosind distanţe de predicţie mai mari ca unitatea — în scopul aplicării practice pentru suprimarea unor sisteme de reverberaţie complexe.

Pentru ameliorarea eficienţei *deconvoluţiei înregistrărilor seismice marine* în vederea eliminării efectelor stratelor din apropierea suprafeţei, se propun două metode: una de determinare iterativă a unui operator discontinuu de deconvoluţie, iar a doua de divizare a domeniului transformatei z a operatorului (G. Kunetz, J. M. Fourmann, 1969). Rezolvarea unor probleme, care sînt mai complexe în seismica marină decît în cea terestră, a condus pe D. Middleton şi J. R. B. Wittlesey (1968) la folosirea de modele matematice şi la simulări cu ajutorul calculatorului electronic. Pe această cale se stabileşte o categorie de operatori deterministici de dereverberaţie pentru configuraţii cu funduri subacvatice multiple, incluzîndu-se şi efectele reflexiilor fantomă ale apei cînd cablurile sînt plasate pe fundul apei. Totul se tratează în domeniul frecvenţei.

R. Peroldi (1969) extinde aplicarea unor tehnici de prelucrare digitală folosite în seismica marină de reflexie — corelaţia, însumarea, filtrarea în planul f, k — la cea de refracţie, în special pentru studierea îmbunătăţită a sosirilor ulterioare.

La cercetările oceanografice s-au adaptat metodele de prelucrare a informaţiei seismice, puse la punct pentru cercetările petroliere de pe platforma continentală (B. Damotte şi Ch. Hémon, 1969), ceea ce reprezintă contribuţii la o viitoare extindere a prospecţiunii în zonele marine cu adîncime mare a apei.

Unele posibilităţi de aplicare a analizei de *corelaţie* pentru un interval mare de timp sînt studiate de către M. B. Rapaport (1969). Se constată că pot fi determinaţi parametrii dinamici şi cinematici mediaţi ai reflexiilor, care pot fi folosiţi la determinarea automată a corecţiilor statice, a formei impulsurilor seismice şi a spectrului lor complex în cazul filtrării inverse, precum şi la determinarea absorbţiei undelor seismice.

Folosirea metodelor de analiză de corelare pentru atenuarea efectelor dăunătoare ale şocurilor repetate este propusă de A. S. Levin şi V. L. Mirandov (1969) pentru prelucrarea seismogramelor obţinute cu ajutorul surselor de excitaţie neexplozive.

D. I. Black şi I. Scollar (1969) propun filtrarea spaţială în domeniul vector-undă, echivalentă cu o formă specială a filtrării de convoluţie, cu ajutorul căreia se realizează importante economii de timp de calcul, în prelucrările practice.

K. S. Cressman (1968) analizează influenţa vitezelor de strat şi a înclinării puternice a orizonturilor, în cazul metodei acoperirii multiple, asupra posibilităţii separării reflexiilor primare de cele multiple cu ajutorul corecţiei, dinamice în cazul vitezei medii variabile cu adîncimea. J. C. Robinson (1968) examinează folosirea unei metode semideterministe pentru atenuarea zgomotului din înregistrările seismice obţinute cu ajutorul acoperirii multiple, mai ales cînd raportul zgomot coerent/zgomot aleatoriu este mare. Tehnica este parţial „probabilistică" şi se foloseşte în domeniul frecvenţă.

Expunînd principiile metodelor de acoperire multiplă în cazul folosirii înregistrării magnetice şi al prelucrării automate ulterioare a datelor seismice, V. I. Meşbei (1968) prezintă pe aceste baze o schemă pentru suprimarea undelor difractate. Acelaşi autor (V. I. Meşbei, 1968a) întreprinde un studiu referitor la suprimarea undelor reflectate dublu repetat, stabilind expresii analitice aplicabile în cazul metodei acoperirii multiple cînd limitele de separaţie sînt neorizontale.

Într-un articol al lui Th. Krey (1969) se face o discuţie referitoare la unele particularităţi ale zgomotului în sistemul Vibroseis, pentru determinarea acumulării cu ponderare optimă.

Pentru identificarea undelor utile pe baza sumogramelor RNP, G. V. Matveenko (1969) descrie un algoritm care realizează acest scop, după cum reiese din rezultatele experimentale obţinute cu ajutorul modelării.

Folosind un mare volum de date experimentale obţinute în condiţii variate, S. L. Perelman (1969) scoate în evidenţă eficacitatea unui algoritm pe care l-a elaborat pentru separarea componentelor accidentale care afectează parametrul viteză, fără a se altera caracterul acestor componente.

Interpretarea, sub variate aspecte, este prezentă în atenţia diverşilor autori, problema inversă părînd tratată preferenţial.

Îmbinînd metodele de modelare matematică şi fizică de similitudine, F. Schwab şi R. Burridge (1968) tratează aprofundat cazul modelelor construite din foi metalice „sudate" cu materiale epoxi.

V. M. Gurianov (1968) studiază *problema inversă* a seismicii geometrice pentru undele reflectate şi pentru cazul dependenţei vitezei de două variabile. El demonstrează neunivocitatea rezolvării problemei inverse pentru acest caz, dar arată posibilitatea folosirii reprezentărilor seismice geometrice pentru corelarea hodografilor urmăritori ai undelor reflectate.

Într-un articol al lui N. N. Puzîrev (1969) sînt studiate condiţiile în care se poate pune problema determinării a mai mult de doi parametri efectivi, pe baza hodografului de lungime finită, pentru cazul mediului orizontal stratificat.

Interesantă, deşi în principiu dificilă practic, este problema tratată teoretic pe scurt de J. F. Claerbout (1968), a sintezei unui mediu stratificat, folosindu-se răspunsul lui de transmisie, în cazul undei plane limitate în timp.

K. V. Paulson şi S. C. Merdler (1968) descriu un tip de calculator care detectează reflexiile seismice înregistrate digital pe bandă magnetică, efectuează migrarea orizonturilor şi trasează secţiunea seismică transversală. Sistemul se poate extinde la date obţinute pe o reţea de profile, în care caz devine posibilă şi trasarea de izolinii.

Nici rezolvarea *problemei inverse a seismicii de refracţie* nu este dată uitării. S. H. Chan (1968) construieşte pentru seismica de refracţie nomograme pentru cazul polistratificaţiei şi al stratelor înclinate. De asemenea Fr. A. Panciroli şi M. L. Arnaud (1968) expun o metodă nouă, inversă celei obişnuite, de construire a orizontului refractar, folosind timpii observaţi pe hodografi într-un punct la suprafaţă şi determinînd cele două puncte corespunzătoare de pe limita refractatoare.

Încercările de transpunere în *termeni geologici* a informaţiilor conţinute în înregistrări încep să se dezvolte mai evident în lucrările recente, problema apărînd cu o frecvenţă mai mare decît în anii anteriori. Pe baza unui program experimental de teren, A. J. Hermont (1969) încearcă şi reuşeşte în linii mari să folosească energia seismică drept un mijloc diagnostic util în interpretări litologice.

J. C. Robinson (1969) dezvoltă o analiză de viteză de înaltă rezoluţie (care poate duce la determinarea spectrului de energie al vitezei efective din subsol) mult mai exactă pentru corecţiile cinematice şi acumularea ulterioară. Deşi acestea par a fi aplicaţiile imediate ale procedeului propus, totuşi el reprezintă şi un mijloc pentru investigarea variaţiei litologice a mediului. Reprezentarea spectrală a vitezei, instrument energetic care facilitează identificarea reflexiilor primare, este propusă de M. T. Taner şi F. Koehler (1969). Studiul îngrijit al acestor reprezentări duce la obţinerea de informaţii referitoare la litologie. Aceleaşi principii sînt folosite şi de Schneider şi Backus (1968) cînd întreprind analiza de viteză. De asemenea E. E. Cook şi M. T. Taner (1969) constată posibilitatea folosirii practice a spectrelor de viteză pentru extragerea unui volum important de informaţii privitoare la variaţiile litologice şi stratigrafice, ceea ce conferă procedeului o mare valoare în interpretarea geologică. Urmărind un scop similar, G. P. Mathieu şi G. W. Rice (1969) aduc o nouă contribuţie folosind metoda cunoscută în statistică sub denumirea de „analiza discriminatorie", analiză a mai multor variabile. I se demonstrează eficacitatea prin aplicarea la conturarea unei mase nisipoase cunoscute ca petroliferă.

Aceste lucrări reprezintă un pas nou spre ale soluţii de interpretare, mai apropiate de un conţinut geologic decît cele folosite în mod obişnuit pînă în prezent.

6. CONCLUZII

O scurtă privire recapitulativă asupra problemelor geofizice prezentate permite conturarea unor observaţii de ordin general asupra tendinţelor de dezvoltare apărute în ultimii doi ani în domeniul prospecţiunilor geofizice de suprafaţă pentru petrol.

O încercare de apreciere de ordin statistic, deşi articolele folosite nu sînt foarte numeroase, poate oferi o imagine orientativă asupra preocupărilor preferenţiale din literatura de specialitate.

Din punctul de vedere al frecvenţei apariţiei, ţinîndu-se seama că există şi periodice care nu au putut fi consultate, este destul de posibil să se fi publicat în fiecare zi cîte un articol geofizic de interes.

În privinţa abundenţei, din cele aproape două sute de articole selecţionate, 13% sînt dedicate metodei gravimetrice, 7% metodei magnetometrice, 22% metodei electrometrice, iar 58% metodei seismometrice.

Contribuţiile în domeniul prospecţiunilor *gravimetrice* sînt destul de echilibrat distribuite între problemele referitoare la aparatură, prelucrare şi interpretare.

În ceea ce priveşte aparatura se remarcă preocupări legate de prospecţiunea marină, care, punînd problema efectuării măsurărilor în mişcare, au impus cercetări pentru găsirea soluţiilor de reducere a efectului perturbator al acceleraţiilor dinamice, provocate de deplasări sau de agitaţia mării.

În prelucrare sînt folosite ca de obicei procedeele de continuare şi de derivate.

În procesul interpretării domină aspectele legate de problema inversă, dar trebuie semnalată şi încercarea de folosire a metodei gravimetrice pentru detectarea directă a zăcămintelor de petrol.

Prospecţiunea *magnetică* se caracterizează prin concentrarea majorităţii contribuţiilor asupra problemelor de prelucrare şi de interpretare. Se întîlnesc mai frecvent materiale documentare referitoare la aeromagnetometrie. Procedeele de prelucrare propuse sînt foarte înrudite cu cele apărute în gravimetrie. De altfel sînt destul de frecvente articolele care tratează cele două metode geofizice în mod unificat, cuprinzîndu-le în categoria cîmpurilor potenţiale. Din această cauză, pe lîngă cea a folosirii mai reduse a magnetometriei în prospectarea petrolului, apare impresia că cercetările referitoare la această metodă de prospecţiune sînt mai puţin numeroase.

În domeniul prospecţiunii *electrice*, articolele care se referă la bazele fizice ale metodei, la tehnica de lucru şi la procedeele de prelucrare sînt la fel de numeroase. Cele care se preocupă de interpretare sînt mult mai abundente, egalîndu-le numeric pe toate celelalte, considerate împreună.

Cele mai obişnuit întîlnite sînt problemele legate de metodele care folosesc curenţii variabili (sondajele de frecvenţă, stabilirea cîmpului şi magnetotelurica), preferenţiale fiind tot problemele de interpretare (problemele directă şi inversă). Nu sînt neglijate nici metodele de curent continuu, mai ales cele referitoare la varianta sondajului electric vertical.

Atrag atenţia preocupările pentru introducerea electrometriei în prospecţiunea marină.

Metodele *seismice*, aplicate pe scară largă în activitatea curentă, au întîmpinat deseori dificultăţi, care au impus o dezvoltare continuă a cercetărilor în vederea modificării şi perfecţionării lor pentru atingerea mai eficace a scopurilor aplicative ale prospecţiunii. Aceasta poate fi şi o explicaţie a apariţiei numeroaselor articole referitoare la bazele fizice ale metodei, la aparatură şi mai cu seamă a deosebitei dezvoltări a procedeelor de prelucrare.

Interpretarea se preocupă de problema inversă şi de cea a extragerii informaţiilor de natură geologică direct din datele de observaţie obţinute în înregistrările de teren.

În metoda seismică sînt din ce în ce mai dezvoltate şi mai aprofundat tratate subiecte referitoare la prospectarea marină din zonele şelfurilor continentale; atrag de asemenea atenţia încercările de adaptare a procedeelor prospecţiunii marine la necesităţile cercetărilor geofizice oceanografice.

Mai trebuie menţionate şi unele aspecte comune multora sau chiar tuturor metodelor geofizice de prospecţiune:

— în procedeele de prelucrare, premergătoare fazei preliminare de interpretare, a început să se extindă trecerea de la tratarea în domeniul funcţional la cea în domeniul spectral sau folosirea lor combinată în toate metodele geofizice. Din acest punct de vedere, metoda seismică se plasează pe primul loc, urmată de electrometrie — variantele cîmpurilor electromagnetice — şi apoi de gravimetrie şi de magnetometrie, pentru care

ontribuţiile sînt mai puţin numeroase. Caracterul de periodicitate a feno-enelor care stau la baza acestor metode şi al dependenţei lor funcţionale nt factorii care ar explica această evoluţie;

— de la prima vedere se evidenţiază caracterul aproape excesiv al reocupărilor perseverente pentru perfecţionarea procedeelor de prelu-rare a datelor obţinute prin înregistrările de teren. A devenit aproape un cop în sine punerea în evidenţă a unui semnal util cît mai neafectat de erturbări;

— scopul principal al prospecţiunilor geofizice rămîne însă rezol-area problemei inverse în termeni geologici (litologie, porozitate etc.), e baza rezultatelor măsurătorilor geofizice, pentru a se oferi informaţii are să fie coroborate cu cele obţinute din alte surse (în special din foraj sau rospecţiune geologică de suprafaţă). Asemenea începuturi se manifestă nai evident în prospecţiunea seismică şi mai timid în cea gravimetrică şi nagnetică. Dar este posibil ca deschiderea acestui drum să ducă la contri-uţii viitoare mai numeroase sau chiar la dezvoltarea unor studii care au n faţă un cîmp larg şi nou de cercetare;

— dacă în urmă cu cîţiva ani menţionarea folosirii calculatoarelor lectronice, care au implicat şi digitalizarea datelor geofizice, figura printre noutăţile spectaculoase şi necesare pătrunse în domeniul prospecţiunilor eofizice, în prezent ea constituie o banalitate. Acum noutatea constă numai în generalizarea folosirii lor în cadrul tuturor metodelor, chiar şi în probleme care nu le reclamă imperios, dar care se rezolvă astfel mult mai uşor şi mai rapid.

Toate perfecţionările amintite, în afara aportului lor direct în rezol-varea unor probleme practice imediate, fac posibilă — prin folosirea unor mijloace de automatizare sau de prelucrare perfecţionată şi rapidă — eli-berarea minţii umane de multe eforturi continue necreatoare, lăsînd tot mai mult deschisă calea către studii care să ducă la găsirea unor noi posi-bilităţi de soluţionare eficientă a problemelor geologice, care devin mai complexe şi mai pline de subtilităţi pe măsură ce se pătrunde în intimi-tatea înţelegerii lor.

BIBLIOGRAFIE

Afanasiev, V. A. (1969), *Difrakţiia ploskoi volnî na jestkoi poluploskosti, skreplennoi s poverh-nostiu uprugogo poluprostranstva*, IAN-SSSR „Fizika Zemli", nr. 1, 1969, p. 38.

Alekseev, A. M., Bezruk, I. A., Kliucikin, V. N. (1969), *Novîi kompleks apparaturî dlea elektro-razvedki*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 57, 1969, p. 112.

Altgauzen, N. M. (1969), *K teorii rasprostraneniia elektromagnitnîh voln v sloistîh anizotropnîh sredah*, IAN-SSSR „Fizika Zemli", nr. 8, 1969, p. 60.

Azimi, Ş. A., Kalinin, A. V., Kalinin, V. V., Pivovarov, B. L. (1968), *Impulsnîe i perehodnîe harakteristiki sred s lineinîmi i kvadraticinîmi zakonami pogloşceniia*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 2, 1968, p. 42.

Azimi, Ş. A., Kalinin, A. V., Kalinin, V. V., Pivovarov, B. L. (1969), *Primenenie lineinogo differenţialnogo operatora dlea vremennogo sjatiia seismiceskih impulsov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1969, p. 29.

Bahjat, D. S., Kisslinger, C. (1969), *Model study of radiation from an explosion in a circular disk*, Geophysics, vol. 34, nr. 2, 1969, p. 213.

Baiuk, E. I. (1969), *Vliianie vîsokogo davleniia na skorost prodolnîh voln v soli i drughih osado-cinih porodah pripeatskoi vpadinî*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 8, 1969, p. 24.

Becker, A. (1969), *Simulation of time-domain, airborne, electromagnetic system response*, Geo-physics, vol. 34, nr. 5, 1969, p. 739.

BEKLEMIȘEV, A. B. (1969), *O razreșaiușcei sposobnosti korrelaționnogo priemnika seismiceskih signalov*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 45.

BENDERITTER, Y. (1968), *Apareillage magnéto-tellurique de prospection pétrolière*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. XXIII, nr. 5, 1968, p. 608.

BERDICEVSKI, M. N., VANEAN, L. L. (1969), *Perspektivî glubinnih magnitotelluriceskih zondirovanii na akvatoriiah*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1969, p. 51.

BEREZKIN, V. M. (1968), *Opredelenie țentra mass i drughih parametrov s pomoșciu vtorih vertikalnîh proizvodnih sili teajesti* $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 111.

BERZON, I. S., PASECINIK, V. I. (1968), *Dispersiia fazovih skorostei prodolnih seismiceskih voln v tonkosloistîh sredah*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 9, 1968, p. 47.

BERZON, I. S., MITRONOVA, V. A., RATNIKOVA, L. I. (1969), *Otrajennie i refraghirovannie obmennie volni v slabogradientoi srede s tonkim sloem*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 3, 1969, p. 53.

BHATTACHARRYA, B. K. (1969), *Bicubic spline interpelation as a method for treatment of potential field data*, Geophysics, vol. 34, nr. 3, 1969, p. 402.

BLACK, D. I., SCOLLAR, I. (1969), *Spatial filtering in the wave-vector domain*, Geophysics, vol. 34, nr. 6, 1969, p. 916.

BOBROV, I. V., GAINANOV, A. G., GLADUN, V. A., PANTELEEV, V. L., SMIRNOV, L. P. (1968), *Nekotorie rezultati laboratornih i morskih ispitanii avtomatizirovannogo nabortnogo gravimetra A.N.G.*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 139.

BOIS, P. (1968), *Determination de l'impulsion sismique*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 1, 1968, p. 4.

BOSUM, W. (1968), *Ein automatisches Verfahren zur Interpretation magnetischer Anomalien nach der Methode der kleinsten Quadrate*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 1, 1968, p. 107.

BUKETOV, A. P. (1969), *Primenenie transformații gravitaționnogo polea dlea ocenki produktivnosti struktur*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 54, 1969, p. 130.

BURNS, W. R. (1968), *A statistically optimized deconvolution*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 255.

MCCANN, C., MCCANN, D. M. (1969), *The attenuation of compressional waves in marine sediments*, Geophysics, vol. 34, nr. 6, 1969, p. 882.

CERVENI, V. F., EPINATIEVA, A. M. (1968), *Amplitudi otrajennih i golovnih voln pri sloistoi pokrivaiușcei tolșce*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 3, 1968, p. 19.

CETAEV, D. N. (1969), *O neobhodimosti usloviia Lorenta dlea potențialov v izotropnih sredah*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 1, 1969, p. 53.

AL-CHALABI, M. (1969), *Theoretical resistivity anomalies across a single vertical discontinuity*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 1, 1969, p. 63.

CHAN, S. H. (1968), *Nomograms for solving equations in multilayer and dipping layer cases*, Geophysical Prospecting, vol. XVII nr. 1, 1968, p. 127.

CHERRY, J. T., WATERS, K. H. (1968), *Shear-wave recording using continuous signal methods*, Part. I, *Early development*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 229.

CLAERBOUT, J. F. (1968), *Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 264.

CLARKE, G.K.C. (1968), *Time-varying deconvolution filters*, Geophysics, vol. 33, nr. 6, 1968, p. 936.

CLARKE, G.K.C. (1969), *Optimum second-derivative and downwardcontinuation filters*, Geophysics, vol. 34, nr. 3, 1969, p. 424.

COOK, E. E., TANER, M. T. (1969), *Velocity spectra and their use in stratigraphic and lithologic differentiation*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 4, 1969, p. 433.

CORDELL, L., HENDERSON, R. G. (1968), *Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer*, Geophysics, vol. 33, nr. 4, 1968, p. 596.

CRESSMAN, K. S. (1968), *How velocity layering and steep dip affect CDP*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 399.

DAMOTTE, B., HÉMON, CH. (1969), *Traitement de l'information sismique en océanographie*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. XXIV, nr. 9, 1969, p. 1029.

DAMPNEY, C.N.G. (1969), *The equivalent source technique*, Geophysics, vol. 34, nr. 1, 1969, p. 39.

DATTA, S., BHOWMICK, A. N. (1969), *Head waves in two-dimensional seismic models*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 4, 1969, p. 419.

DAVIES, E. B., MERCADO, E. J. (1968), *Multichannel deconvolution filtering of field recorded seismic data*, Geophysics, vol. 33, nr. 5, 1968, p. 711.

DAVÎDOV, V. M. (1969), *Stanovlenie elektromagnitnogo polea v prisustvii tonkogo anizotropnogo sloea*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1969, p. 58.

DAVÎDOV, V. M. (1969a), *K rascetu stanovleniia elektromagnitnogo polea spektralnîm metodom*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 54, 1969a, p. 61.

DMITRIEV, V. I. (1968), *O rascete magnitotelluriceskogo polea v sloe s proizvolnîm izghibom nijnei poverhnosti v sluciae H-polarizaţii*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 93.

DMITRIEV, V. I. (1969), *O priblijennîh granicinîh usloviiah na tonkom neodnorodnom sloe v zadaciah elektrorazvedki*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 12, 1969, p. 44.

DZWINEL, J. (1968), *Sondages par le procédé de stabilisation du champ électromagnétique en vue de l'interpretation par conductivités apparentes*, Acta Geophysica Polonica, vol. XVI, nr. 1, 1968, p. 71.

EDELMANN H. (1968), *An underwater sound source with higher seismic efficiency*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 4, 1968, p. 474.

EPINATIEVA, A. M., KUŢENKO, E. I. (1968), *Seismiceskie volnî v realnîh sredah s malîm gradientom skorosti*,, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 5, 1968, p. 20.

ERICKSON, E. L., MILLER, D. E., WATERS, K. H. (1968), *Shear-wave recording using continuous signal methods*, Part. II, *Later experimentation*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 240.

FAAS, R. W. (1969), *Analysis of the relationship between acoustic reflectivity and sediment porosity*, Geophysics, vol. 34, nr. 4, 1969, p. 546.

FLOYD, G. F. (1969), *Gravimeter filters*, Geophysics, vol. 34, nr. 6, 1969, p. 968.

FOSTER, M. R., SENGBUSH, R. L., WATSOW, R. J. (1968), *Use of Monte Carlo techniques in optimum design of the deconvolution process*, Geophysics, vol. 33, nr. 6, 1968, p. 945.

FRÖHLICH, R. K. (1968), *The influence of lateral inhomogeneities on the dipole methods*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 3, 1968, p. 314.

FROLOV, P. F., SOROHTIN, O. G., ŢUKERNIK, V. B. (1969), *Apparatura dlea ţifrovoi reghistraţii gheofiziceskih dannîh*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 57, 1969, p. 8.

GALBRAITH, J. N., Jr., WIGGINS, R. A. (1968), *Characteristics of optimum multichannel stacking filters*, Geophysics, vol. 33, nr. 1, 1968, p. 36.

GAMBURŢEV, A. G. (1968), *Experimentalnoe opredelenie parametrov verhnei ceasti razreza seismiceskimi metodami*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 3, 1968, p. 33.

GAMBURŢEV, A. G. (1968a), *O zatuhanii i dispersii obemnîh seismiceskih voln v zone malîh skorostei*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1968a, p. 63.

GANGI, A. F., DISHER, D. (1968) *A space time filter for seismic models*, Geophysics, vol. 33 , nr. 1, 1968, p. 88

GARANIN, V. A. (1968), *O zavisimosti pogloşciaiuşcih i skorostnîh svoistv dvuhfaznîh sred ot veazkosti porozapolnitelea*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 83.

GODFREY, L. M., STEWART, J. D., SCHWEIGER, F. (1968) *Application of Dinoseis in Canada*, Geophysics, vol. 33, nr. 1, 1968, p. 65.

GILES, B. F. (1968), *Pneumatic acoustic energy source*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 1, 1968, p. 21.

GOLMŞTOK, A. I., SOCELNIKOV, V. V. (1969) *Reşenie zadaci morskih magnitotelluriceskih zondirovanii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 2, 1969, p. 47.

GOLŢMAN, F. M. (1969), *Statisticeskoe modelirovanie izobrajenii gheofiziceskih obiektov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1969, p. 14.

GORBATOVA, V. P. (1969), *O poglcşciaiuşcih svoistvah nekonsolidirovannîh i slaboşementirovannîh dvuhfaznîh sred*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 81.

GRAU, G. (1969), *Sources sismique en océanographie*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. XXIV, nr. 9, 1969, p. 1007.

GRAY, R. L., LEITINGER, J. H., HOLLISTER, J. C. (1968), *Determination of seismic system distorsion and its, compensation using digital filters*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 285.

GURIANOV, V. M. (1968), *Obratnaia zadacia gheometriceskoi seismiki dlea otrajennîh voln v sluciae zavisimosti skorosti ot dvuh peremennîh*. IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 5, 1968, p. 37.

GURVICI, I. I. (1968), *K teorii sfericeskogo izlucealelea poperecinîh seismiceskih voln*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 1, 1968, p. 44.

HÉMON, C. (1969), *Quelques applications de la théorie de la prédiction au traitement des données sismiques*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 2, 1969, p. 165.

HERMONT, A. J. (1969), *Is seismic energy of diagnostic value*? Geophysics, vol. 34, nr. 2, 1969, p. 196.

HILEMAN, J. A., EMBREE, P., PFLUEGER, J. C. (1968), *Automated static corrections*, Geophysical Prospecting vol. XVI, nr. 3, 1968, p. 326.

D'HOERAENE, J., WLODARCZAK, R. (1968), *Protee, a self-adapting deconvolution and deringing program*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 3, 1968, p. 359.

HOLSTROM, G. (1968), *Nonlinear energy transfer in elastic waves*, Geophysics, vol. 33, nr. 5, 1968, p. 734.

HUTT, J. R., BERG, J. W., JR. (1968), *Thermal and electrical conductivities of sandstone rocks and ocean sediments*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 489.

IANOVSKI, A. K. (1968), *Kriterii optimalnosti filtrații sluciainih proțessov primenitelno k zadaciam seismorazvedki*, IAN—SSSR, „Fizika Zemli", nr. 6, 1968, p. 39.

IVANOV, A. P., NIKITINA, V. N. (1968) *Issledovanie dinamiceskih ciastotnih harakteristik sloistnih gheoelektriceskih struktur*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 3, 1968, p. 55.

JACKSON, P. L. (1968) *Sectional correlograms and convolutions by a simple optical method*, Geophysics, vol. 33, nr. 5, 1968, p. 747.

JACQMIN, A., PEKAR, L. (1969) *Réflexions sur les applications de la transformée de Fourier en sismique et en gravimétrie*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 3, 1969, p. 294.

JAHNSON, W. W. (1969), *A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures*, Geophysics, vol. 34, nr. 1, 1969, p. 65.

KAȚ, S. A. (1968) *Prohodeașcie i otrajennie volni v tonkosloistoi srede*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 7, 1968, p. 50.

KERMABON, A., GEBIN, C., BLAVIER, P. (1969), *A deep-sea electrical resistivity probe for measuring porosity and density of unconsolidated sediments*, Geophysics, vol. 34, nr. 4, 1969, p. 554.

KOEFOED, O. (1969), *An analysis of equivalence in resistivity sounding*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 3, 1969, p. 327.

KOKOTUȘKIN, G. A., DMITRIEV, V. I. (1968), *Magnitotelluriceskoe pole v sloe so stupenciatim izmeneniem tolșcini sloea*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 104.

KONDRATIEV, I. K. (1968) *K teorii ținfrovoi obratnoi filtrații volnovih proțessov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1968, p. 48.

KONDRATIEV, I. K. (1968a), *O korrektnosti zadaci obratnoi filtrații seismiceskih zapisei*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 8, 1968a, p. 48.

KONDRATIEV, I. K. (1969), *Oțenka stepeni povișeniia razreșennosti seismiceskoi zapisi sposobom obratnoi filtrații*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 57, 1969, p. 37.

KONOVALOV, M. M. (1968), *Izucenie krutih sklonov soleano-kupolnih struktur seismorazvedkoi metodom difraghirovannih i golovnih voln*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 49.

KOSTEȚKI, A. (1969), *Magnitotelluriceskoe pole nad naklonnim neprovodeașcim osnovaniem (Magnetotelluric field over dipped nonconducting basement)*, Acta Geophysica Polonica, vol. XVII, Nr. 1, 1969, p. 67.

KOSTROV, B. V., NIKITIN, L. V. (1968), *Izucenie uprughih voln pri razrîve sploșnosti uprugoi sredi. Ploskaia zadacia*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 7, 1968, p. 32.

KOSTROV, B. V., NIKITIN, L. V. (1968a), *Vliianie predvaritelnogo napreajennogo sostoianiia na rasprostranenie ploskih seismiceskih voln*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 9, 1968 a, p. 30.

KOZLOV, E. A. (1968), *Ob obratnoi filtrații zapisei MOV*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 45.

KREY, TH. (1969), *Remarks on the signal to noise ratio in the Vibroseis system*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 3, 1969, p. 206.

KUNETZ, G., FOURMANN, J. M. (1968), *Efficient deconvolution of marine seismic records*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 412.

KUNETZ, G. (1969), *Traitement et interprétation des sondages magnéto-telluriques*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. XXIV, nr. 6, 1969, p. 685.

KUZIVANOV, V. A., MASLOV, I. A., NAUMENKO-BONDARENKO, I. I. (1969), *O vozmojnosti povișeniia otscetnoi tocinosti i proizvoditelnosti gravimetriceskih rabot*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 130.

KUZNEȚOV, A. N, FOMINA, V. I. (1969), *Ciastotnie elektromagnitnie zondirovaniia nad monoklinaliu (po dannim modelirovanniia)*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 54, 1969, p. 67.

KUZNEȚOV, A. N. (1969), *Rezultati modelirovaniia ciastotnih zondirovanii nad vistupom neprovodeașcego opornogo gorizonta*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 108.

LAPINA, M. I. (1969), *Primenenie elektronno-ținfrovih vicislitelnih mașin k zadace transformirovaniia potențialnih polei*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 57, 1969, p. 181.

LASTER, S. J., LINVILLE, A. F. (1968), *Preferential excitation of refracting interfaces by use of a source array*, Geophysics, vol. 33, nr. 1, 1968, p. 49.

LEVIN, A. N. (1968), *O koeffițiente otrajeniia ploskih voln pri normalnom padenii na sloi, pomeșcenti v jidkuiu sredu*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 67.

LEVIN, A. S., MIRANDOV, V. L. (1969), *O korrelaționnom sneatii povtornogò udara s seismogramm*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 54, 1969, p. 14.

LEVIN, F. K., ROBINSON, D. J. (1969), *Scattering by a random field of surface scatterers*, Geophysics, vol. 34, nr. 2, 1969, p. 170.

LILLEY, F.E.M. (1968), *Optimum direction of survey lines*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 329.

LINOWSKI, H. (1969), *On the relation between dinamic and static moduli of elasticity (Young's moduli)*, Acta Geophysica Polonica, vol. XVII, Nr. 1, 1969, p. 53.

LINSSER, H. (1968), *Transformation of magnetometric data into tectonic maps by digital template analysis*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 2, 1968, p. 179.

LOZOVSKAIA, I. F. (1968), *Vliianie cislovoi filtraţii pri postroenii seismiceskih razrezov na kacestvo vteavleniia tektoniceskih naruşenii*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 26.

MATHIEU, P. G., RICE, G. W. (1969), *Multivariate analyis used in the detection of stratigraphic anomalies from seismic data*, Geophysics, vol. 34, nr. 4, 1969, p. 507.

MATVEENKO, G. V. (1969), *Algoritm proşlejinaniia regulearnîh voln v metode RNP*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1969, p. 40.

MEISSNER, R., MEIXNER, E. (1969), *Deformation of seismic wavelets by thin layers and layered boundaries*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 1, 1969, p. 1.

MERCADO, E. J. (1968), *Linear phase filtering of multicomponent seismic data*, Geophysics, vol. 33, nr. 6, 1968, p. 926.

MERKULOVA, V. M. (1968), *Pogloşcenie ultrazvukovîh voln v gornîh porodah v oblasti ciastot* 10—160 KHz, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1968, p. 20.

MEŞBEI, V. I. (1968), *Elementi teorii nakaplivaniia regulearnîh seismiceskih voln, zareghistrirovannîh po sisteme mnogokratnogo proslejivaniia*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 3.

MEŞBEI, V. I. (1968a), *Oţenka effektivnosti-nakaplivaniia zapisei, zareghistrirovannîh po metodike mnogokratnogo proslejivaniia, pri podavlenii dvuhkratnîh otrajenii v usloviiah negorizontalnogo zaleganiia graniţ razdela*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968a, p. 8.

MEYERHOFF, H. J. (1968), *Realization of sharp cut-off frecvency characteristics on digital computers* (Part. I), Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 2, 1968, p. 208.

MEYERHOFF, H. J. (1968a), *Realization of sharp cut-off frecvency characteristics on digital computers* (Part. II), Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 2, 1968a, p. 220.

MEYERHOFF, H. J. (1968b), *Realization of sharp cut-off frecvency characteristics on digital computers* (Part. III), Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 4, 1968b, p. 491.

MIDDLETON, D., WHITTLESEY, J.R.B. (1968), *Seismic models and deterministic operators for marine revereberation*, Geophysics, vol. 33, nr. 4, 1968, p. 557.

MORGAN, N. A. (1969), *Physical properties of marine sediments as related to seismic velocities*, Geophysics, vol. 34, nr. 4, 1969, p. 529.

MORRISON, H. F., PHILLIPS, R. F., O'BRIEN, D. P. (1969), *Quantitative interpretation of transient electromagnetic fields over a layered half space*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 1, 1969, p. 82.

MUZÎKA, I. M. (1969), *O vliianii osobennostei razreza na intensivnosti mnogokratnîh voln (po dannîm vertikalnogo seismiceskogo profilirovaniia)*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1969, p. 36.

NABETANI, S., RANKIN, D. (1969), *An inverse method of magnetotelluric analysis for a multilayered earth*, Geophysics, vol. 34, nr. 1, 1969, p. 75.

NAHAMKIN, S. A. (1969), *O vcernoi filtraţii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1969, p. 24.

NAIDU, P. (1968), *Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources*, Geophysics, vol. 33, nr. 2, 1968, p. 337.

NAIDU, P. S. (1969), *Estimation of spectrum and cross-spectrum of aeromagnetic field using fast digital Fourier transform (F.D.F.T.) techniques*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 3, p. 344.

NAUDY, H., DREYER, H. (1968), *Essai de filtrage non-linéaire appliqué aux profils aéromagnétiques* Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 2, 1968, p. 171.

NIKITINA, V. N., ENENŞTEIN, B. S. (1968), *Opredelenie elektriceskih svoistv porod kristaliceskogo fundamenta v estestvennom zaleganii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 12, 1968, p. 49.

NIKOLAEV, A. V. (1968), *Seismiceskie svoistva mutnîh sred*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 2, 1968, p. 32.

NIKOLAEV, A. V. (1968a), *Vozmojnosti issledovaniia sred so sluciainim raspredeleniem neodnorodnostei v prisustvii mikroseism*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1968a, p. 26.

O'BRIEN, P.N.S. (1969), *Some experiments concerning the primary seismic pulse*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 4, 1969, p. 511.

OBUHOV, G. G. (1968), *O nekotorîh svoistvah nestaţionarnîh elektromagnitnîh polei v zemle i ih ispolzovanii v elektrorazvedke*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 9, 1968, p. 62.

OBUHOV, G. G. (1968a), *Pole ploskoi volni nad tonkim neodnorodnîm provodeaşcim sloem, lejaşcim na idealno provodeaşcem osnavanii*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968a, p. 88.

PANCIROLI, FR. A., ARNAUD, M. L. (1968), *Nouvelle méthode de restitution d'un horizon refracteur par sismique refraction*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 2, 1968, p. 270.

PANTELEEV, V. L., SMIRNOV, L. P. (1968), *Optiko-mehaniceskii gravimetr, OMG*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 115.

PANTELEEV, V. L. (1968), *K teorii avtomaticeskogo gravimetra ANG*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 151.

PASECINIK, V. I. (1969), *O rasceta dispersii fazovoi skorosti v pogloşciaiuşcih sredah*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 9, 1969, p. 34.

PAULSON, K. V., MERDLER, S. C. (1968), *Automatic seismic reflection picking*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 431.

PEACOCK, K. L., TREITEL, S. (1969), *Predictive deconvolution. Theory and practice*. Geophysics, vol. 34, nr. 2, 1969, p. 155.

PELTO, C. R., ELKINS, T. A., BOYD, H. A. (1968), *Automatic contouring of irregularly spaced data*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 424.

PERELMAN, S. L. (1969), *O videlenii sluciainîh sostavleaiuşcih gheofiziceskih nabliudenii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 10, 1969, p. 28.

PEROLDI, R. (1969), *Contribution du traitement numerique à l'analyse et à l'interpretation des enregistrements refraction*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 2, 1969, p. 126.

POLŞKOV, M. K. (1968), *K teorii perehodnîh eavlenii v seismiceskih usililteleah s filtrami verhnîh i nijnih ciastot*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 39.

PUZÎREV, N. N. (1969), *Effektivnîe parametri godografa otrajennîh voln konecinoi dlini dlea gorizontalnogo sloistoi sredi*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1969, p. 39.

RAPOPORT, M. B. (1969), *O nekotorîh seismorazvedocinîh prilojeniiah korreleaţionnoi teorii*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 21.

ROBINSON, J. C. (1968), *Noise attenuation on common-depth-point seismic records by a semideterministic approach*, Geophysics, vol. 33, nr. 5, 1968, p. 723.

ROBINSON, J. C. (1969), *H.R.V.A. — A velocity analysis technique applied to seismic data*, Geophysics, vol. 34, nr. 3, 1969, p. 330.

ROY, A. (1969), *Continuation of electromagnetic fields, II*, Geophysics, vol. 34, nr. 4, 1969, p. 572.

SAHSUVAROV, D.N., ZVEREVA, E.V. (1968) *Nekotorîe rezultati rascetov i asimptotiki elektromagnitnîh polei pogrujennîh istocinikov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 7, 1968, p. 71,

SCHNEIDER, W. A., BACKUS, M. M. (1968), *Dynamic correlation analysis*, Geophysics, vol. 33 nr. 1, 1968, p. 105.

SCHWAB, F., BURRIDGE, R. (1968), *The interface problem in model seismology*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 473.

SENGBUSH, R. L., FOSTER, M. R. (1968), *Optimum multichannel velocity filters*, Geophysics, vol. 33, nr. 1, 1968, p. 11.

SHARMA, B., GELDART, L. P. (1968), *Analysis of gravity anomalies of two-dimensional faults using Fourier transforms*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 1, 1968, p. 77.

SIDOROV, V. A. (1969), *Metod elektriceskoi razvedki sloistîh razrezov, osnovannîi na izucenii nestaţionarnîh polei vblizi istocinika*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1969, p. 57.

SLUŢKOVSKI, A. I. (1969), *Vvedenie kinematiceskih popravok pri pomoşci elektriceskih linii zaderjki*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 57, 1969, p. 24.

SOROHTIN, O. G., BORKOVSKI, G. M., TUKERNIK, V. B. ş.a. (1969), *Kompleks apparaturnîh ustroistv dlea ţifrovoi reghistraţii i obrabotki seismorazvedocinîh dannîh*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 3.

STRAHOV, V. N. (1968), *O reşenii obratnoi zadaci v metode vertikalnîh elektriceskih zondirovanii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1968, p. 77.

STRAHOV, V. N. (1969), *Teoriia priblijennogo reşeniia lineinîh nekorrektnîh zadaci v ghilbertovom prostranstve i ee ispolzovanie v razvedocinoi gheofizike, I*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 8, 1969, p. 30.

STRAHOV, V. N. (1969a), *Teoriia priblijennogo reşeniia lineinîh nekorrektnîh zadaci v ghilbertovom prostranstve i ee ispolzovanie v razvedocinoi geofizike* II, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 9, 1969 a, p. 64.

STRAHOV, V.N. KARELINA, G.N. (1969), *Ob interpretaţii dannîh vertikalnîh elektriceskih zondirovanii na elektronnîh vicislitelnîh maşinah*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 56, 1969, p. 118.

156

ŞAPIRO, V. A., IVANOV, N. S. (1969), *Harakteristiki dinamiceskoi namagnicennosti sozdavaemoi udarami v obrazţah estestvennih ferromagnetikov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 5, 1969, p. 50.

ŞEINMAN, S. M. (1968), *Ob elektriceskih svoistvah porod verhnih sloev zemnoi kori sistema uravnenii elektromagnitnogo polea*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 5, 1968, p. 49.

ŞEINMAN, S. M. (1968a), *Ob elektriceskih svoistvah porod verhnih sloev zemnoi kori, Pogranicinie uravneniia*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1968a, p. 53.

ŞOLPO, L. E., BELOKON, V. I. (1969), *Issledovanie sveazi mejdu ghisterezisnimi i termiceski-aktivaţionnimi professami namagnicivaniia gornih porod pri raznih temperaturah*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 8, 1969, p. 70.

TANER, M. T., KOEHLER, F. (1969), *Velocity spectra-Digital computer derivation and applications of velocity functions*, Geophysics, vol. 34, nr. 6, 1969, p. 859.

TARAKANOV, I. A. (1968), *Opredelenie vertikalnogo gradienta sili teajesti v dvijenii dvumea dempfirovannimi gravimetrami*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 4, 1968, p. 70.

TARAKANOV, I. A , IVANKIN, L. G. (1968), *Izmerenie vertikalnogo gradienta sili teajesti v dvijenii krutilnimi vesami*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1968, p. 63.

TARAKANOV, I. A., IVANKIN, L. G. (1968 a) *Pomehoustoicivaea grupa krutilnih vesov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 11, 1968a, p. 67.

TARASOV, I. A. (1968), *Voprosi teorii i primeneniia v seismorazvedke metodiki fokusirovaniia padaiuşcei volni (FPV)*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 51, 1968, p. 17.

TARASOV, I. A. (1968a), *Voprosi teorii i primeneniia v seismorazvedke metodiki fokusirovaniia padaiuşcei volni (F.P.V.)*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968a, p. 33.

TÁROVA, C. J., NETTO, J.L.M.R. (1969), *Bandwidth requirements for a binary gain amplifier system*, Geophysics, vol. 34, nr. 3, 1969, p. 396.

TEISSEYRE, R. (1969), *Note on the approximation metod for gravity and magnetic field determined by deformational anomalies*, Acta Geophysica Polonica, vol. XVII, nr. 3, 1969, p. 221.

TIHONOV, A. N., GLAŞKO, V. B., LITVINENKO, O. K., MELIHOV, V. R. (1968), *O prodoljenii potenţiala v storonu vozmuşciaiuşcih mass na osnove metoda regulearizaţii*. IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 12, 1968, p. 30.

TREITEL, S., ROBINSON, E. A. (1969), *Optimum digital filters for signal to noise ratio enhancement*, Geophysical Prospecting, vol. XVII, nr. 3, 1969, p. 248.

TROPIN, I. D. (1969), *Teoriia magnitnoi veazkosti gornih porod v spin-volnovom priblijenii*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 3, 1969, p. 81.

ŢIRULSKI, A. V. (1969), *O edinstvennosti reşeniia obratnoi zadaci teorii potenţiala*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1969, p. 60.

UNZ, M. (1968), *Vertical profiling over a medium of continuously varying resistivity*, Geophysical Prospecting, vol. XVI, nr. 4, 1968, p. 427.

VASILIEV, I. I. (1968), *Ciastotnie harakteristiki ţilindriceskogo izluciatelea konecinoi dlini (dlea prodolnih i poperecinih voln)*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 1, 1968, p. 25.

VIHIREV, B. V. (1968), *Ispolzovanie rasseianiia (dispersii) plotnosti gornih porod v gheofizike i gheologhii*, Prikladnaia Gheofizika, vîp. 52, 1968, p. 134.

VINOGRADOV, S. D., MIRZOEV, K. M. (1968), *Gruppirovanie uprughih impulsov pri razruşenii obrazţov iz neodnorodnih materialov*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 7, 1968, p. 41.

VLASOV, A. I., POPOVA, A. V. (1968), *Paleomagnetizm dokembriiskih otlojenii eniseiskogo kreaja*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 2, 1968, p. 63.

VOLAROVICI, M. P., MARMORŞTEIN, L. M., MEKLER, I. V. (1968), *Izmenenie strukturi porovogo prostranstva pescianikov pod davleniem*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 6, 1968, p. 15.

VOLAROVICI, M. P., GZOVSKI, M. V., LEVÎKIN, A. I., OSOKINA, D. N. (1969), *Korrelaţionnaia zavisimosti mejdu dekrementami zatuhaniia i moduleami uprugosti gornih porod*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 12, 1969, p. 18.

VOSKOBOINIKOV, G. M., NACIAPKIN, N. I. (1969), *Metod osobih tocek dlea interpretaţii potenţialnih polei*, IAN—SSSR „Fizika Zemli", nr. 5, 1969, p. 24.

WANG, R. J. (1969), *The determination of optimum gate lengths for time-varying Wiener fillering*, Geophysics, vol. 34, nr. 5, 1969, p. 683.

WU, F. T. (1968) *The inverse problem of magnetotelluric sounding*, Geophysics, vol. 33, nr. 6, 1968, p. 972.

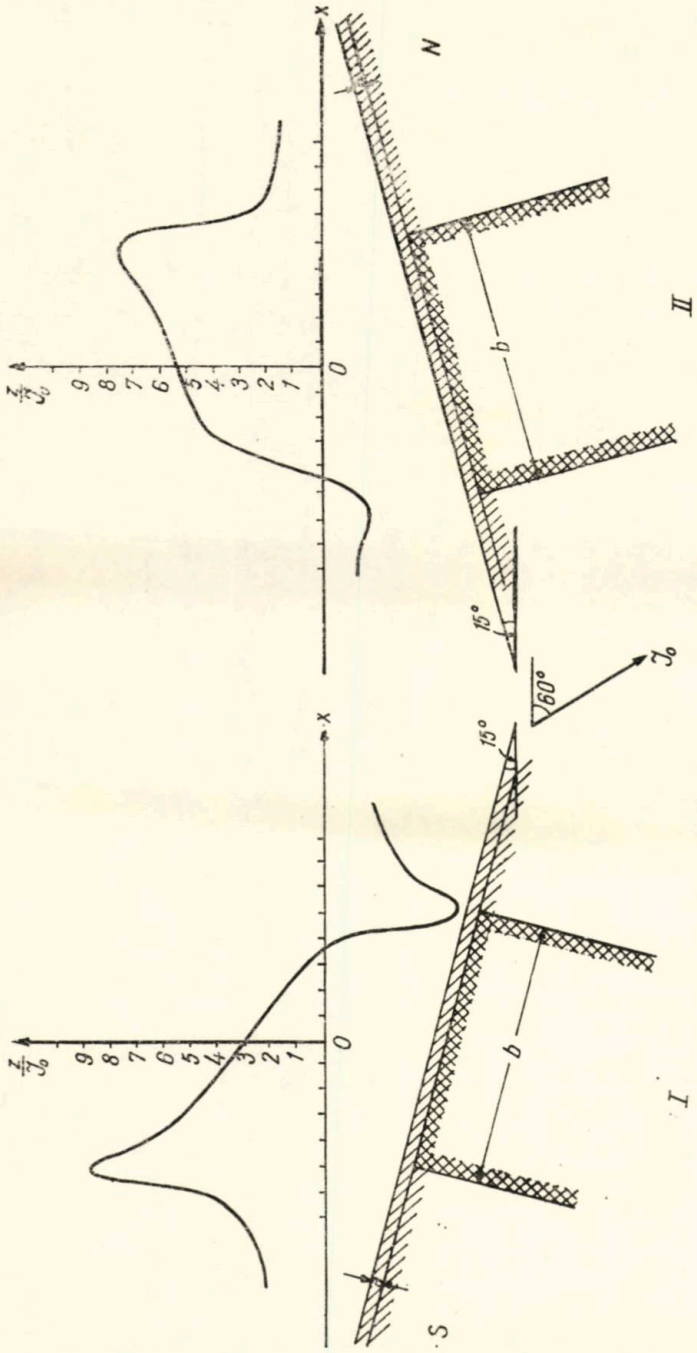
ZOHDY, A.A.R. (1968), *A rapid graphical method for the interpretation of A — and H — type electrical soundings*, Geophysics, vol. 33, nr. 3, 1968, p. 822.

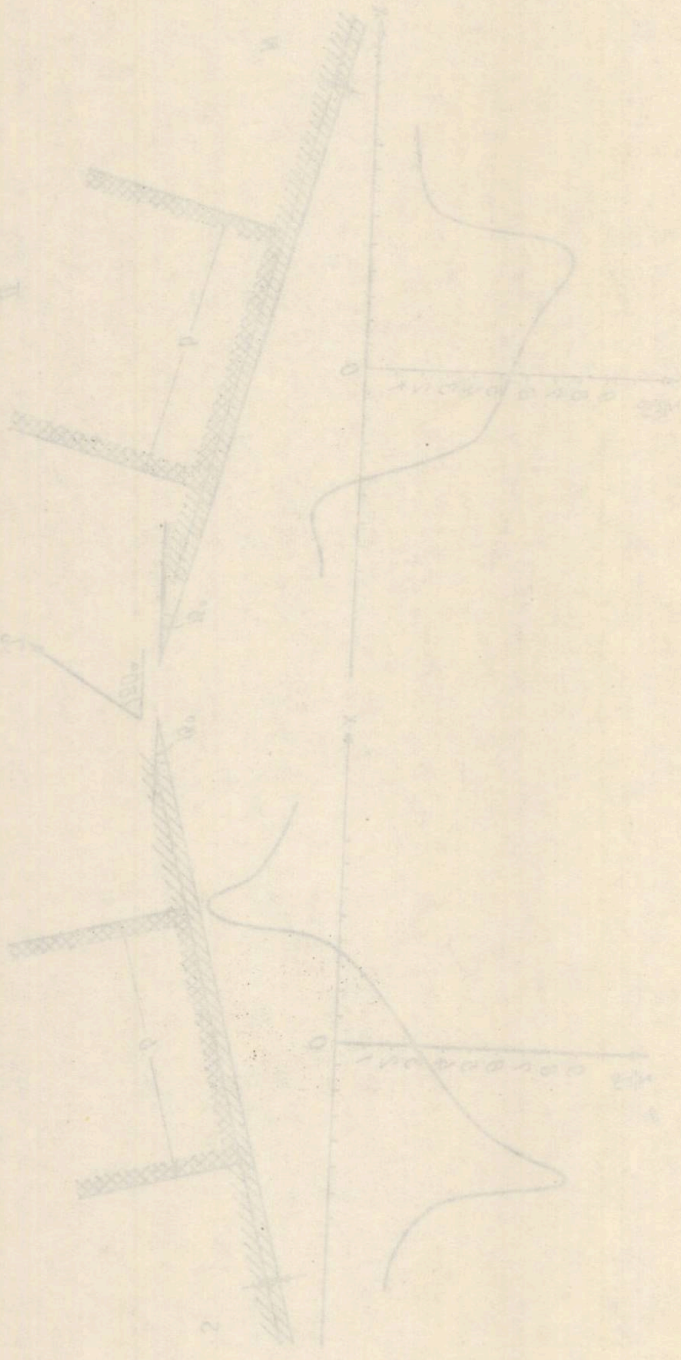
ZOHDY, A.A.R. (1969), *A new method for differential resistivity sounding*, Geophysics, vol. 34, nr. 6, 1969, p. 924.

184

RECTIFICARE

La lucrarea ,,Un efect de relief în prospecțiunea magnetică'' de Vlad Roșca, apărută în St. Cerc. Geol., Geogr., Geofiz., Seria Geofiz., tom 8, nr. 2, București, 1970, în locul figurii 3 se va considera figura de mai jos:





REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE,
SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile:

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine: numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

IULIU POP, **Magnetismul pămînturilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

A. CIŞMAN, B. F. ROTHENSTEIN, A. POLICEC, **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 150 p., 8 lei.

P. ŞANDRU, şi A. ŢOPA, **Radionuclizi**, 1968.

C. CONSTANTINESCU şi A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GAŞPAR şi M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria şi aplicaţiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU şi N. VÎLCOV, **Măsurarea radiaţiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei**, 1968, 396 p. + 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU şi R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmbovicioara.**

IOAN MÎRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Muntelui Mare.**

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi.**

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskurn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

1971 NOV 16

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 1, P. 1—218, BUCUREŞTI, 1971

I.P.I. — c. 2131

43867

Lei 40.—

T 1578

RETURNEAZĂ

04

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

2

TOMUL 9

1971

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; DOREL ZUGRĂVESCU, **secretar științific de redacție.**

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", Seria geofizică, paraît 2 fois par an. Toute commande de l'etranger sera adressée à Întreprinderea de comerț exterior — Libri, Boîte postale 134—135 (calea Victoriei 126) Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger. En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.
În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 9, NR. 2 1971

SUMAR

CERCETĂRI Pag

C. RADU, Mecanismul în focar pentru o serie de cutremure produse pe teritoriul României în perioada 1967—1969 221

T. IOSIF, S. IOSIF, Asupra cutremurelor cu epicentrele în Cîmpia Română . . 235

D. ENESCU, C. RADU, V. MÂRZA, Cercetări privind efectul seismic al exploziilor produse în cariere 249

AL. GRIGORIU, Originea cîmpului aeroelectric (II). Cauzele cîmpului şi ale variaţiilor sale universale diurnă şi anuală 265

R. BOTEZATU, M. VISARION, FL. SCURTU, Unele aspecte ale folosirii calculului electronic în cercetarea geofizică 287

D. MILCOVEANU, Expresiile mărimilor spectrale relative la modelele utilizate în interpretarea magnetometrică 297

F. CALOTĂ, I. CÂLŢAN, A. IONESCU, A. SOARE, V. ŞTEFLEA, Înregistrări de variaţii geomagnetice pe teritoriul României (Partea I) 323

CRONICĂ

T. NEŞTIANU, D. ROMANESCU, A VIII-a Conferinţă unională consacrată cîmpului geomagnetic principal şi paleomagnetismului, Kiev, 14—18 decembrie 1970 333

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, Nr. 2, P. 219—336, BUCUREŞTI, 1971

MECANISMUL ÎN FOCAR PENTRU O SERIE DE CUTREMURE PRODUSE PE TERITORIUL ROMÂNIEI ÎN PERIOADA 1967—1969

DE

C. RADU

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Studiul mecanismului în focar al cutremurelor prezintă un deosebit interes deoarece se obțin informații prețioase asupra tectonicii de adîncime precum și a legăturii acesteia cu seismicitatea regiunii respective.

În lucrarea de față se prezintă rezultatele cercetărilor asupra soluției planului de falie și a stării de tensiuni în focarul a 12 cutremure produse pe teritoriul României în perioada 1967—1969. Se continuă astfel studiile anterioare, concretizate în numeroase lucrări, printre care amintim [1]—[7].

METODICA ȘI MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Pentru rezolvarea problemei s-a folosit aceiași metodă ca în lucrările noastre anterioare, adică, metoda lui Byerly — cu dezvoltările făcute de H. Honda [8] și A.R. Ritsema [9] — care se bazează pe semnul primei deplasări în unda P la diferite stații seismice (comprimare — C sau dilatare — D). Au fost determinate poziția planelor nodale (a, b), poziția planului de acțiune (c) și componentele principale ale tensiunilor (P, T).

Datele de observație și calculul necesar rezolvării problemei sînt prezentate în tabelele 1—3. Informațiile privind semnul deplasării în unda P au fost luate din BCIS, EDR, buletine seismice, chestionare speciale și seismograme. Valorile i_h au fost obținute pe baza tabelelor lui J.H. Hodgson și R. S. Storey [10] pentru adîncimea h corespunzătoare focarului.

EXAMINAREA REZULTATELOR

Rezultatele studiului pot fi urmărite pe diagramele mecanism din figurile 1 și 3—11 și tabela 4.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2, P. 221—234, BUCUREȘTI, 1971

În tabela 4 sînt date dimensiunile cutremurelor, parametrii ce caracterizează geometria, cinematica şi dinamica falierii, tipul cutremurului, numărul observaţiilor şi al discordanţelor, caracterul soluţiei.

În continuare vom analiza soluţia a 3 din cele 12 cutremure studiate — 1967 II 27, 1967 X 27, şi 1968 XI 20; ne-am oprit asupra acestora deoarece prezintă unele particularităţi mai pronunţate.

Cutremurul din 1967 II 27 s-a produs în afara zonei epicentrale Vrancea şi anume în Cîmpia română. Dimensiunile acestui cutremur determminate de diferite instituţii sînt prezentate în tabela 5.

În studiul nostru am adoptat următoarele dimensiuni:

$$\varphi = 45°,0 \text{ N}$$
$$\lambda = 27°,1 \text{ E}$$
$$h = 20 \text{ km}$$
$$M_{LH} = 5,0$$

Poziţia epicentrului fixată prin coordonatele BCIS — 1967 este aproape de zona intensităţii maxime — $I_{max} = 5$ grade, zonă care se află între localităţile Pogoanele şi Scutelnici (A se vedea harta din fig. 2).

Adîncimea focarului h a fost evaluată pe baza diferenţei $sP-P$, iar magnitudinea M a fost determinată pe baza vitezei de oscilaţie *).

În trecut în Cîmpia română au fost identificate o serie de cutremure dintre care amintim [11]:

1897 XI 24,	$H = 23:50$;	Urziceni,	$I_0 = 4^+$ (MSK)
1898 X 26,	$H = 15:32$;	Urziceni,	$I_0 = 4$
1907 VI 9,	$H = 02:08$;	Iazu,	$I_0 = 2$
1916 V 18,	$H = 23:55$;	Pogoanele,	$I_0 \simeq 3$.

Poziţia epicentrului dată de BCIS în 1967 şi 1969 (tabela 5) pentru cutremurul din 1967 II 27 este situată în vecinătatea localităţii Pogoanele; se confirmă astfel, pe cale instrumentală încă un epicentru despre care existau numai informaţii macroseismice.

Epicentrul din 1967 II 27 se află cu cca. 30—50 km mai la Nord de acela al cutremurului din 1960 I 4, $H = 12:51:55$ ($\varphi = 44°,6$N; $\lambda = 27°,0$ E; $h = 100$ km; $M = 5,5$) [12]. Nu însă poziţia epicentrului celor două cutremure atrage atenţia ci adîncimea lor — 1960 I 4, $h = 100$ km, iar 1967 II 27, $h = 20$ km.**)

Studiul mecanismului cutremurului din 1967 II 27 prezintă un interes deosebit deoarece se vor obţine informaţii preţioase privind tectonica de adîncime a Cîmpiei române.

Soluţia problemei a fost obţinută pe baza observaţiilor a 30 staţii seismice (fig. 1).

Analiza diagramei mecanism arată că poziţia planelor a şi b este definită de către staţiile 4′Δ, 10′O, 30Δ şi respectiv 2Δ, 19O şi 20Δ. Există 7 discordanţe — staţiile 6Δ, 7O, 11Δ, 23Δ, 28Δ şi 33Δ.

*) C. Radu, Activitatea seismică pe teritoriul României în anul 1967 (Manuscris, Bucureşti 1970).

**) Informaţiile primite ulterior de la USCGS indică: $\varphi = 44°$, 8 N; $\lambda = 26°$, 6, E; h = 46 km — valori care nu schimbă concluziile noastre.

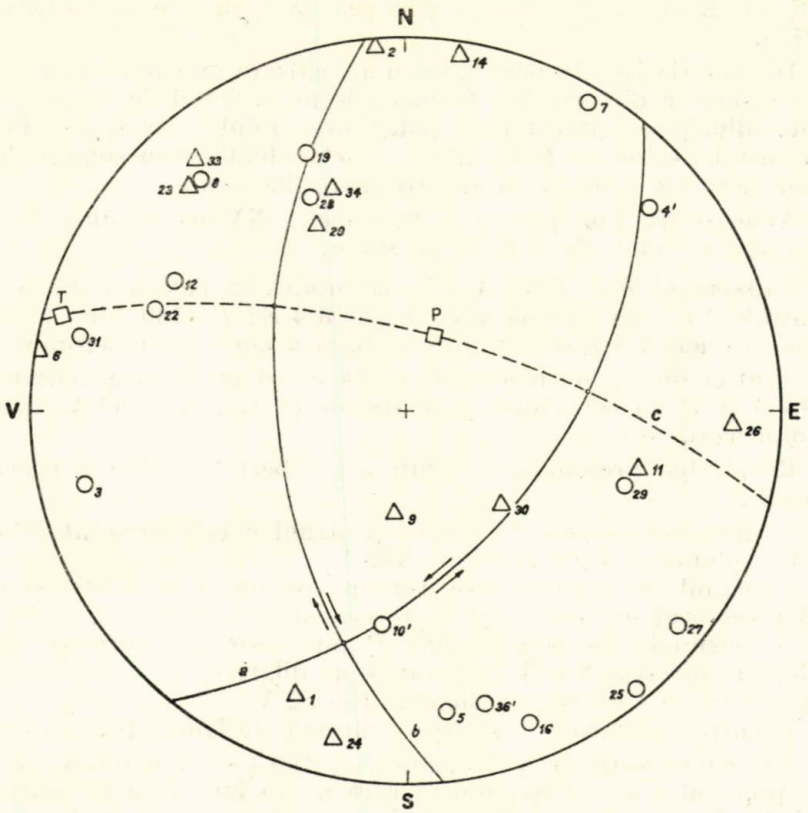


Fig. 1. — Diagrama mecanism pentru curtemurul din 1967 II 27, $H = 21:00:40$; $\varphi = 45°,0$ N; $\lambda = 27°,1$ E: $h = n$; $M = 5,0$

Rezultatele prezentate în figura 1 și tabela 4 conduc la următoarele observații:

— unul din planele de faliere — planul *a* este orientat N 39° E, iar celălalt plan — planul *b* este orientat N 6°V.

— planul de acțiune *c* este aproape vertical ($e = 66°$) și orientat N 15°E; vectorul nul este aproape orizontal ($e = 24°$) și orientat S 15°V

— tensiunile de comprimare P au acționat aproape vertical ($e = 65°$) în direcția N 21° E; tensiunile de dilatare T au acționat orizontal ($e = 3°$) în direcția N 74° V

— conform clasificării lui A.R.Ritsema [9] cutremurul aparține tipului V_t — cutremur prin dilatare orizontală. Tipul V_t obținut pentru acest cutremur diferă de tipul V_P caracteristic cutremurului din 1960 I 4 [13], [14]; aceasta se explică probabil prin procesele tectonice diferite la adîncimea de 20 km și respectiv 100 km.

Trasarea pe harta macroseismică a cutremurului din 1967 II 27 (fig. 2) a direcției celor două plane de faliere, arată că direcția planului

a — N 39° E — corespunde cu direcţia de întindere a izoseistelor — N 45°E*).

Distribuţia izoseistelor indică o amortizare mai puternică a intensităţii seismice în direcţia NV fenomen legat probabil de aşezarea fracturilor de adîncime, fracturi care îndeplinesc rolul unor ecrane în propagarea energiei seismice. Existenţa punctelor, liniilor sau zonelor de sensibilitate seismică reflectă în special condiţiile locale.

Amortizarea mai puternică în direcţia NV ne conduce la ipoteza de a alege ca plan de falie — planul *a*.

Cutremurul din 1967 X 27 s-a produs în partea nordică a zonei epicentrale Vrancea ($\varphi = 45°,9$N ; $\lambda = 26°3/4$ E ; $h = 130$ km**) — BCIS). Soluţia problemei a fost obţinută pe baza a nouă staţii seismice (fig. 5).

Analiza diagramei mecanism arată că planul *a* este definit de staţiile (6'O şi 7' Δ) iar planul *b* de staţiile (8 Δ, 20Δ şi 33'Δ). Nu există nici o discordanţă.

Rezultatele prezentate în figura 5 şi tabela 4 conduc la următoarele concluzii :

— unul din planele de faliere — planul *a* este orientat N54°E, iar celălat — planul *b* este orientat N42°V.

— planul de acţiune este aproape orizontal ($e = 34°$) şi orientat N21°V ; vectorul nul este aproape vertical ($e = 56°$) şi orientat N69°E.

— tensiunile de comprimare *P* au acţionat aproape orizontal ($e = 32°$) în direcţia N80°V ; tensiunile de dilatare *T* au acţionat orizontal ($e = 16°$) în direcţia meridianului — S2°V.

— cutremurul este de tip H_t — mişcare de faliere transcurentă.

Adîncimea normală a focarului ($h < 100$ km) se manifestă în schimbarea procesului de faliere, proces care nu se întîlneşte la cutremurele adînci din Vrancea ($h \geqslant 100$ km) şi cărora le este caracteristic tipul de faliere inversă.

Cutremurul din 1968 XI 20 s-a produs în partea centrală a zonei epicentrale Vrancea ($\varphi = 45,°7$ N ; $\lambda = 26°8$ E — USCGS) la adîncimea $h = 110$ km, adîncime corespunzătoare limitei inferioare a astenosferei. Soluţia problemei a fost obţinută pe baza a 14 staţii seismice (fig. 10).

Se observă că a fost posibilă trasarea numai a unui plan de faliere — planul *b*. Planul *b*, orientat N16°V separă deplasările în două zone : stînga-comprimare şi dreapta-dilatare. Există o singură discordanţă — staţia 12 Δ.

Considerăm că soluţia obţinută nu reprezintă o anomalie — în producerea cutremurelor intermediare din Vrancea — ci o consecinţă a cantităţii şi calităţii informaţiilor.

Soluţiile cutremurelor din 1967 III 5, 1967 VII 25, 1968 I 6, 1968 II 9, 1968 II 24, 1968 X 20, 1969 I 15 (fig. 3, 4, 6, 7, 8, 9 şi 11) nu au fost analizate separat deoarece se prezintă ca soluţii tipice cutremurelor adînci din Vrancea ($h > 100$ km).

*) Harta cu distribuţia intensităţilor a fost trimisă de autor — imediat după cutremur — la BCIS şi Moscova.

**) Diferenţa $S - P < 10$ s la staţia seismică Vrîncioaia indică ca adîncime maximă $h_{max} < 100$ km.

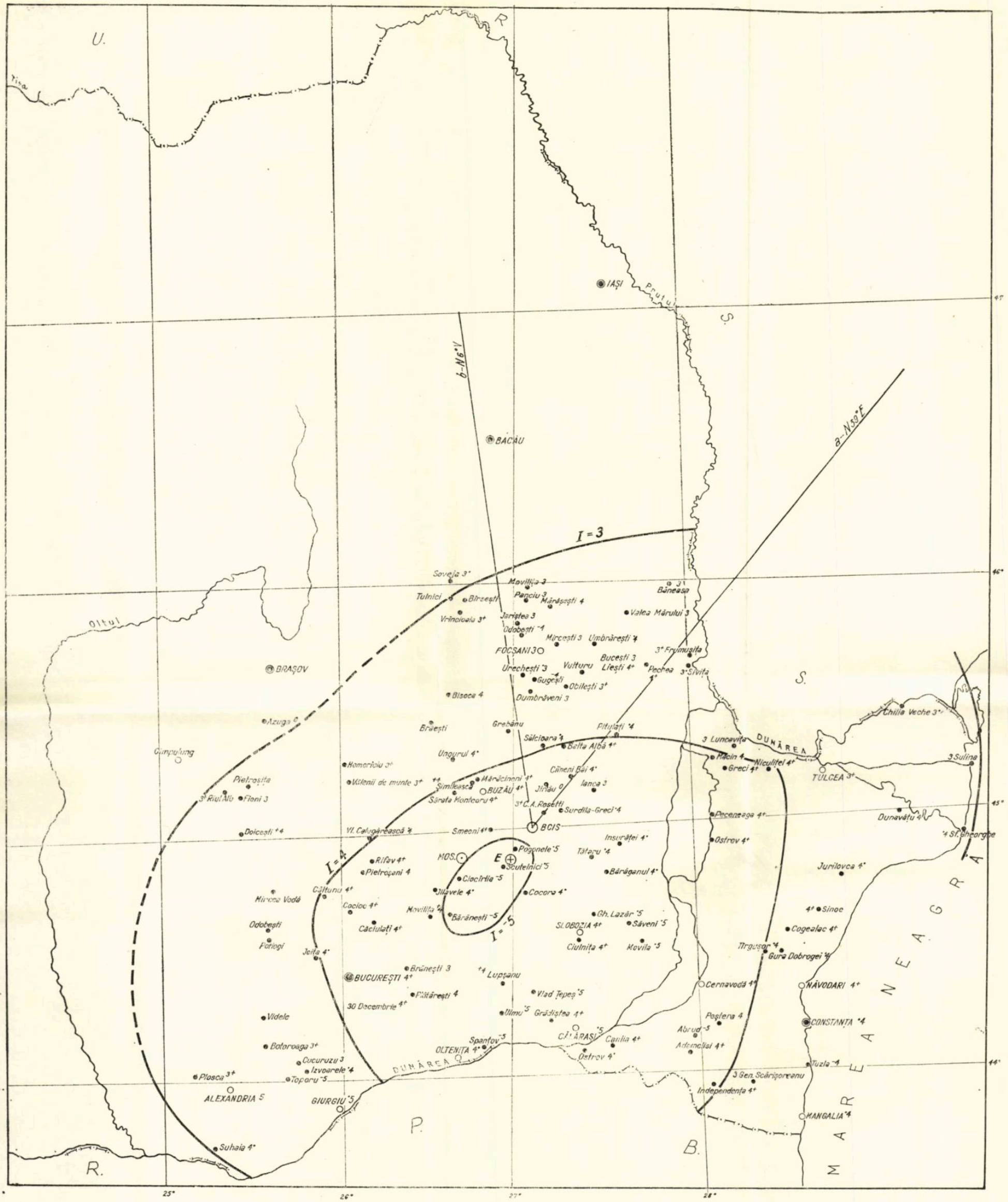
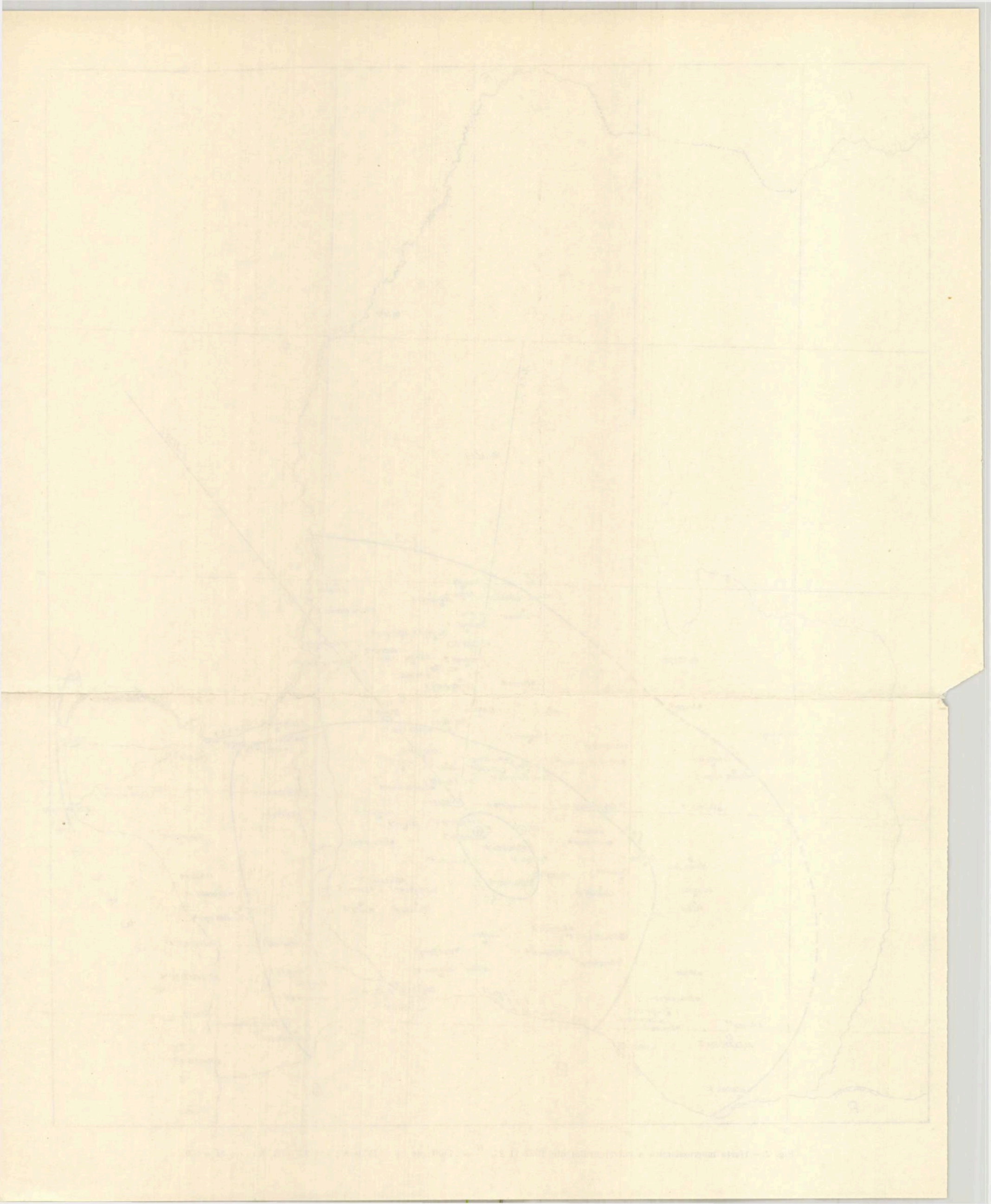


Fig. 2.— Harta macroseismică a cutremurului din 1967 II 27, $^{H} = 21{:}00{:}\ 40$; $\varphi = 45°{,}0$ N; $\lambda = 27°{,}1$ E, $h = n$; $M = 5.0$.



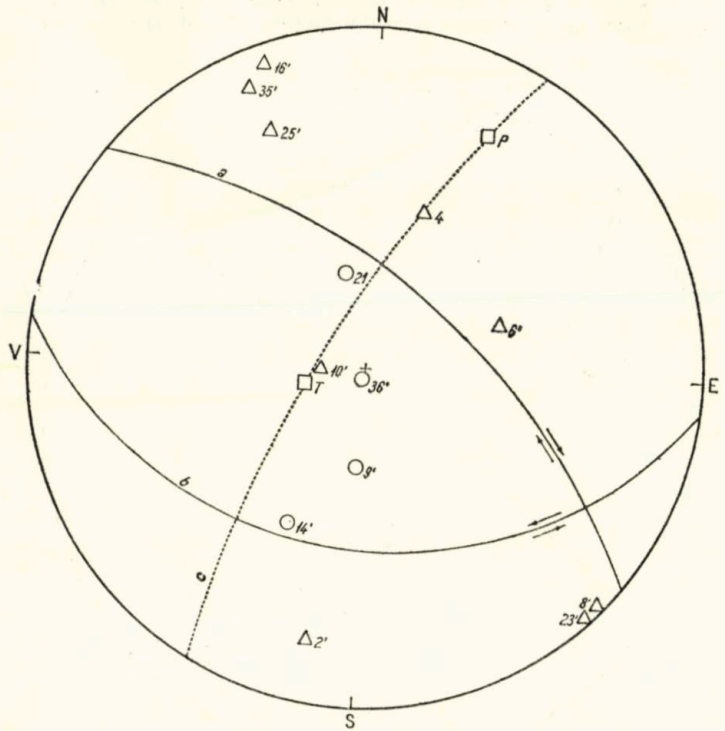


Fig. 3. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1967 III 5, $H = 17 : 22 : 55$; $\varphi = 45,°7$ N; $\lambda = 26,°7$ E; $h = 150$ Km, $M = 4,5$.

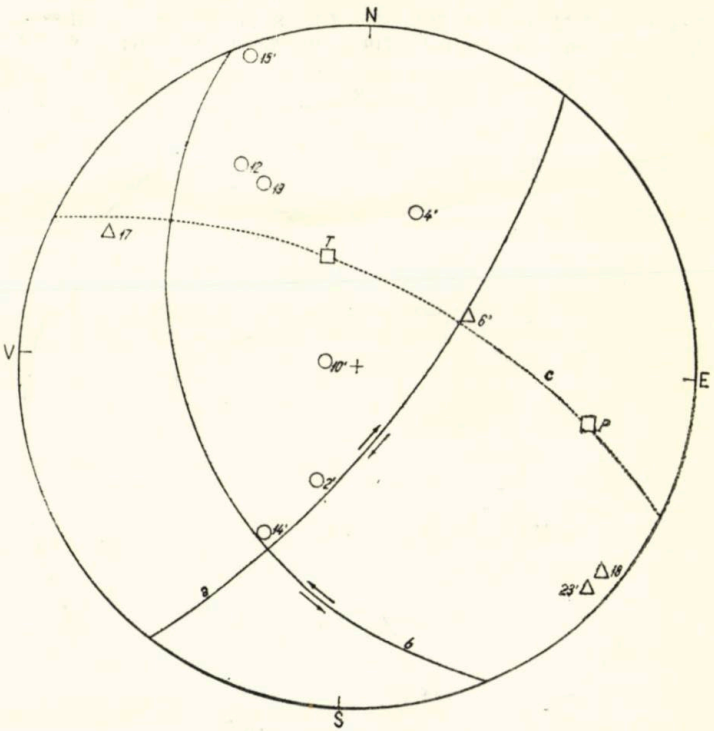


Fig. 4. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1967 VII 25, $H = 12 : 33 : 24$; $\varphi = 45,°8$ N; $\lambda = 26,°5$ E; $h = 146$ Km; $M = 4,1$.

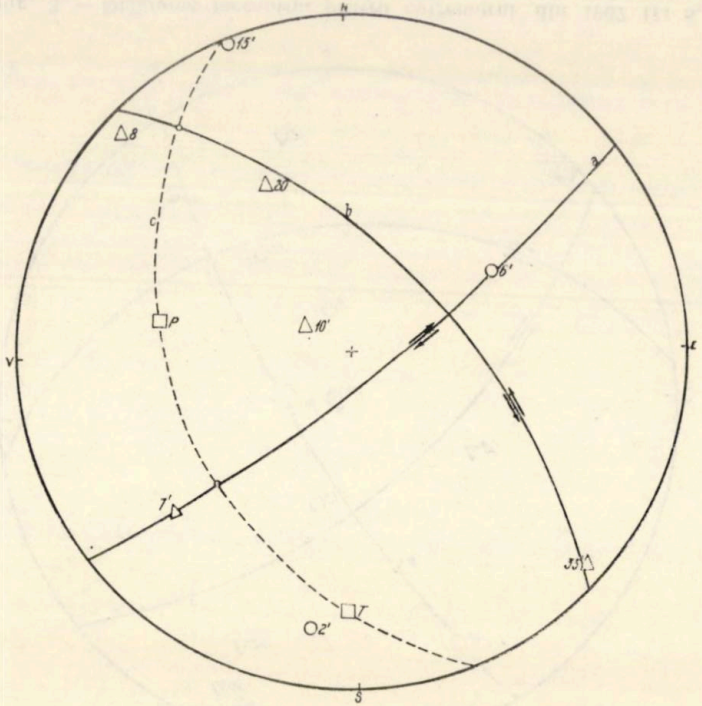


Fig. 5. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1967 X 27; $H = 07 : 59 : 53$; $\varphi = 45{,}°9$ N; $\lambda = 26°3/4$ E; $h = 130$ Km.; ca; $M = 4{,}2$.

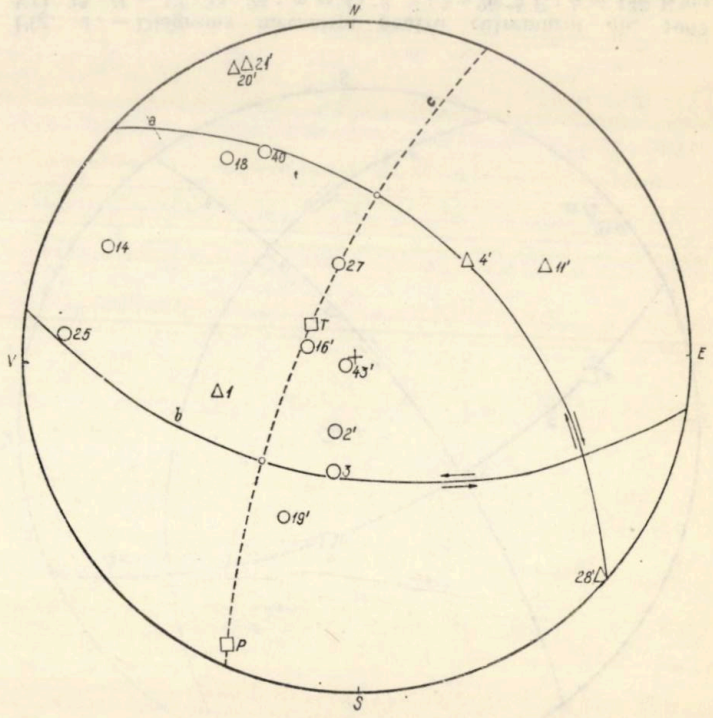


Fig. 6. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 I 6, $H = 10 : 23 : 49$; $\varphi = 45{,}°8$ N; $\lambda = 26{,}°6$ E; $h = 163$ Km; $M = 4{,}6$.

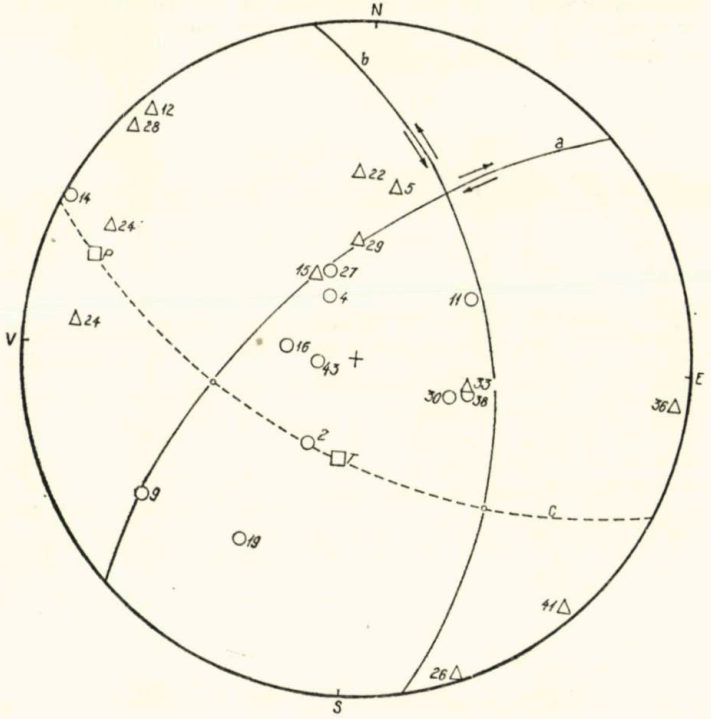


Fig. 7. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 II 9, $H = 13 : 22 : 56$; $\varphi = 45,°8$ N; $\lambda° = 26,4$ E; $h = 120$ Km; ca; $M = 4,6$.

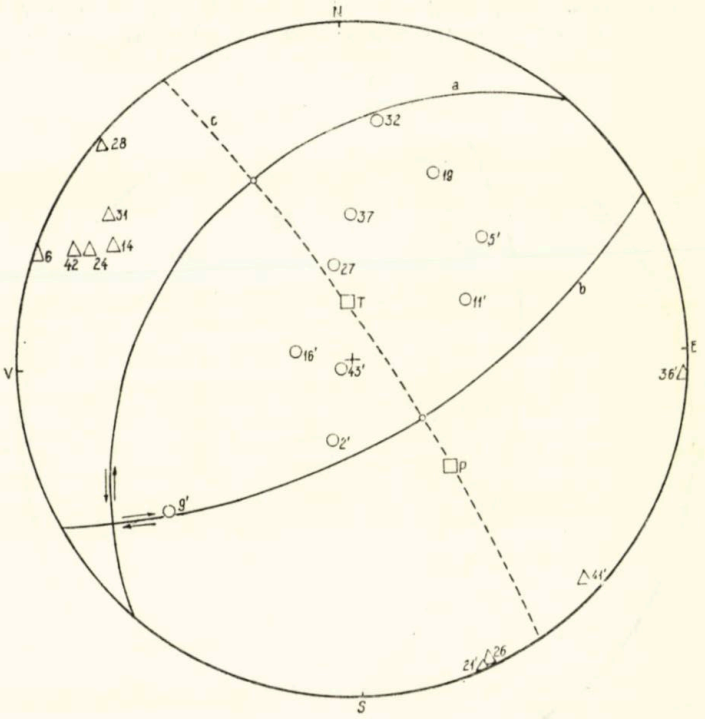


Fig. 8. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 II 24, $H = 13 : 23 : 53$; $\varphi = 45,°8$ N; $\lambda = 26,°6$ E; $h = 134$ km; $M = 4,4$

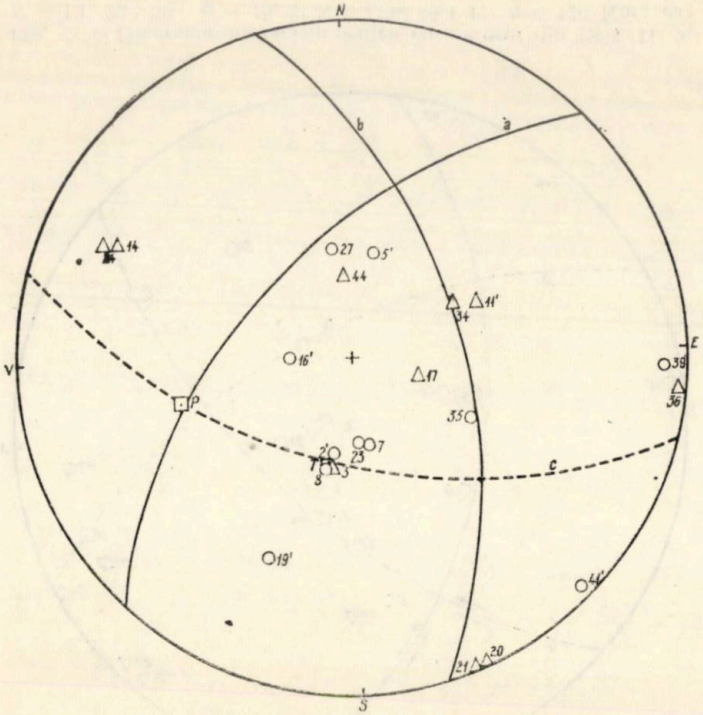


Fig. 9. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 X 20, $H = 23 : 15 : 04$; $\varphi = 45,°7$ N; $\lambda = 26,°6$ E; $h = 123$ Km; $M = 4,6$.

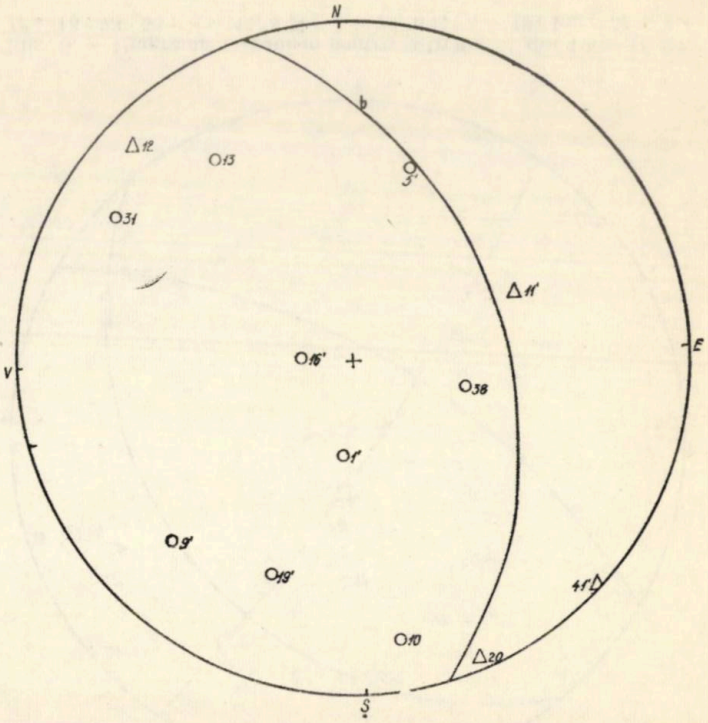


Fig. 10. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1968 XI 20; $H = 01 : 51 : 14$; $\varphi = 45,°7$ N; $\lambda = 26,°8$ E; $h = 110$ Km; $M = 4,0$.

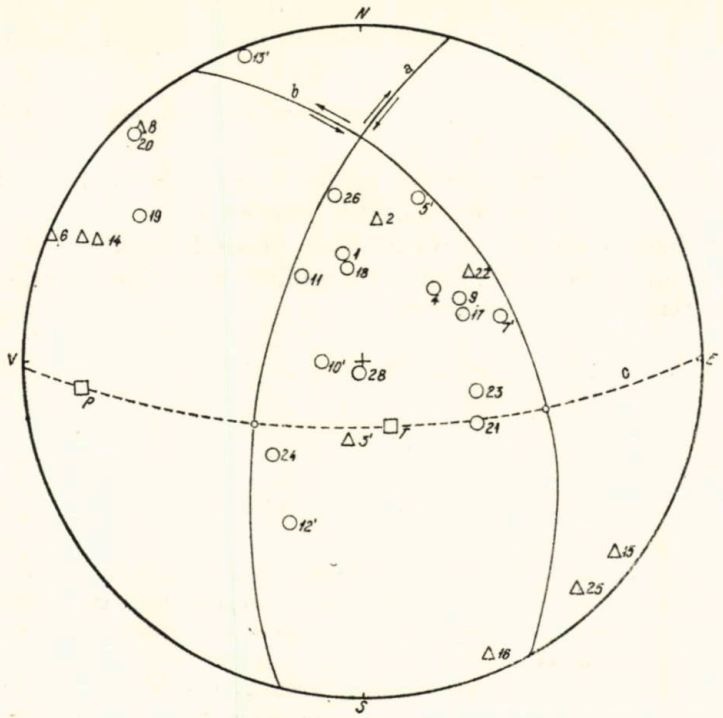


Fig. 11. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1969 I 15; $H = 08:46:29$; $\varphi = 45°,7$ N; $\lambda = 26°,7$ E; $h = 149$ Km; $M = 4.5$.

Soluţiile cutremurelor din 1969 IV 12 şi 1969 XII 21 nu au fost de asemenea analizate separat deoarece ele au fost amănunţit prezentate în lucrările [6], [7].

CONCLUZII FINALE

Studiul mecanismului celor 12 cutremure de pămînt produse pe teritoriul României în perioada 1967—1969 (tabela 4) conduce la următoarele concluzii:

1. cutremurele intermediare ($h > 100$ km) din regiunea Vrancea aparţin tipului V_P — cutremure prin presiune orizontală, faliere inversă; se confirmă astfel încă odată cercetările anterioare [1], [2];

2. cutremurele normale din Cîmpia Română aparţin tipului V_t, iar cele intermediare ($h = 100$ km) tipului V_p.

Elementele soluţiei planului de faliere şi starea de tensiuni obţinute pentru aceste cutremure contribuie la completarea catalogului de cutremure europene pentru care s-a studiat mecanismul precum şi la rezolvarea unor probleme legate de seismotectonica României.

Elaborarea acestei lucrări constituie de asemenea o contribuție la rezolvarea a două probleme impuse de colaborarea internațională :

a) Studiului mecanismului cutremurelor europene (Comisia Europeană de Seismologie),

b) Studiul mecanismului cutremurelor balcanice (Programul UNESCO pentru studiul seismicității Balcanilor).

Cercetarea statistică a rezultatelor privind mecanismul cutremurelor produse pe teritoriul României va conduce la lămurirea unor probleme legate de tectonica de adîncime.

Primit la redacție la 15 mai 1971.

BIBLIOGRAFIE

1. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Fault-plane solutions for some Romanian earthquakes and their seismotectonic implications*, J. Geophys. Res., **69**, *4*, 667—674 (1964).
2. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon intermediate earthquake-generating stress systems in Vrancea. R.S.S.A.*, **54**, *1*, 79—85 (1964).
3. C. Radu, *Contribution à l'étude du séisme du* 1962 *XI* 9 (*Vrancea*), Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. — Série de Géophysique, **9**, *2*, 149—154 (1965).
4. C. Radu, *On the intermediate earthquakes in the Vrancea region*, Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. — Série de Géophysique, **11**, *2* (113—120) 1967.
5. C. Radu, *Mecanismul în focar pentru trei cutremure vrîncene*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., **8**, *2* (1970).
6. Liviu Constantinescu. Anca Georgescu, Cornelius Radu, *About a shallow earthquake in Romania and its aftershocks*, Comunicare prezentată la reuniunea CES, sept. 1969, Luxembrug.
7. C. Radu, D. Jianu, *Studiul replicilor cutremurului din 1969 XII 21* (*România*), Raport IGA, tema 30, București, 1970.
8. H. Honda, *The mechanism of the earthquaeks*, Publication of the Dominion Observatory Ottawa, XX. 2 (ASymposium), 1957.
9. A. R. Ritsema, *Earthquake — generating stress systemes in Southeast Asia*, BSSA, **47**, *3*, 267—276 (1957).
10. J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables extending Byerly's fault-plane techniques to earthquakes of any focal depth*, BSSA, **43**, *1*, 49—62 (1955).
11. I. Atanasiu, *Cutremurele de pămînt din România*, Edit Acad. R.P.R., București, 1961.
12. T. Iosif, *Focar seismic adînc în Cîmpia română*, St. cerc. astr., seismol., **5**, *1*, 35—51 (1960).
13. C. Radu, G. Purcaru, *Considerații asupra sistemelor de tensiuni generatoare ale cutremurelor intermediare din Vrancea*, An. Științ., Univ, „Al. Cuza" din Iași, **II b**, *9* (1963).
14. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul în focar al cîtorva cutremure carpatice*, An. Științ., Univ. „Al. I. Cuza" din Iași, **II b**, *8* (1962).

Nr.	Staţia	Codul	1968 I 6, $H = 10:23:49$				1968 II 9, $H = 13:22:56$				1978 II 24, $H = 13:22:53$				1968 X 20, $H = 23:15:04$				1968 XI 20, $H = 01:51:14$			
			Δ°	α°	i_h°	C sau D	Δ°	α°	i_h°	C sau D	Δ°	α°	i_h°	C sau D	Δ°	α°	i_h°	C sau D	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Almeria	ALM	23,5	258,1	+45,8	*D*																
2	Bacău	BAC	0,79	15,4	−24,8	*C*	0,88	23,68	−31,8	*C*	0,79	15,4	−27,2	*C*	0,89	13,5	−32,6	*C*	0,87	5,9	−33,2	*C*
3	Bangui	BNG	41,8	192,1	+37,4	*D*									41,8	192,0	+36,1	*D*				
4	Blue Mountains	BMO					84,3	335,0	+23,3	*C*												
5	Bucureşti	BUC	1,43	228,8	−48,0	*D*	1,42	188,8	−55,7	*D*	1,43	228,8	54,6	*C*	1,33	194,4	−35,3	*C*	1,38	199,8	60,1	*C*
6	Budapesta	BUD									5,4	290,3	+89,6	*D*								
7	Chileka	CLK													61,6	170,8	+29,5	*C*				
8	Chiredzi	CIR													66,6	174,9	27,6	*C*				
9	Chişinău	CHS					2,1	54,6	74,3	*C*	2,0	52,4	−69,7	*C*	2,0	49,9	−72,5	*C*	1,9	47,0	73,9	*C*
10	Cine	CIN																	8,2	172,8	+80,1	*C*
11	Cîmpulung	CMP	1,22	244,4	63,8	*D*	1,1	239,1	42,6	*C*	1,22	244,4	41,5	*C*	1,19	248,0	44,1	*D*	1,31	250,2	−53,8	*D*
12	Cracovia	KRA					6,1	316,7	+87,6	*D*									6,4	315,9	+84,2	*D*
13	Delary	DEL																	13,5	327,8	70,6	*C*
14	Erlangen	ERL	10,9	294,5	+77,4	*C*	10,9	296,1	89,0	*C*	11,1	297,3	+75,6	*D*	11,1	296,6	+75,2	*D*				
15	Eureka	EUR					88,8	331,8	20,5	D												
16	Focşani	FOC	0,43	101,3	−16,3	*C*	0,57	98,5	−22,9	*C*	0,43	101,3	−19,6	*C*	0,42	90,9	−20,8	*C*	0,30	90,9	−16,9	*C*
17	Goris	GOR													15,8	106,3	+23,2	*D*				
18	Goteborg	GOT	14,9	328,3	+70,0	*C*																
19	Iaşi	IAS	1,61	25,2	−54,6	*C*	1,59	30,0	65,1	*C*	1,61	25,2	61,5	*C*	1,63	24,3	−65,0	*C*	1,60	19,8	68,3	*C*
20	Istanbul K	ISK	5,0	158,3	−85,3	*D*									5,0	158,5	+89,5	*D*	4,9	159,7	+88,0	*D*
21	Istanbul TU	IST	5,1	159,1	85,8	*D*					5,1	159,1	89,4	*D*	5,2	159,8	88,8	*D*				
22	Kajaani	KJN					18,4	358,2	+58,0	D												
23	Karoi	KAR													62,3	176,7	29,2	*C*				
24	Kasperské H	KHC					9,3	295,6	79,2	*D*	9,4	295,4	+78,9	*D*	9,5	296,0	78,2	*D*				
25	Liubliana	LJU	8,6	274,8	+82,1	*C*	8,3	274,7	80,5	*D*												
26	Lvov	LVV					4,3	339,1	−88,5	*D*	4,4	337,5	−88,0	*D*								
27	Mould Bay	MBC	56,3	350,7	32,1	*D*	56,4	350,7	+30,6	*C*	56,3	350,7	+31,8	*C*	56,4	350,7	35,5	*C*				
28	Niedzica	NIE	5,6	312,6	−87,9	*D*	5,5	313,5	87,5	*D*	5,6	312,6	87,8	*D*								
29	Nurmijarvi	NUR					32,4	358,4	39,5	*D*												
30	Poona	POO					47,5	108,6	33,1	*C*												
31	Pruhonice	PRU									9,1	301,6	79,6	*D*					9,1	302,3	78,4	*C*
32	Pulkovo	PUL									14,2	7,6	70,0	*C*								
33	Quetta	QUE					35,1	101,8	37,3	*D*					35,5	62,5	38,4	*D*				
34	Semipalatinsk	SEM													26,0	118,6	42,9	*C*				
35	Shiraz	SHI																*D*				
36	Simferopol	SIM					5,5	94,9	87,5	*D*	5,3	95,3	89,9	*D*	5,4	97,0	88,2					
37	Sodanchila	SOD									21,6	1,8	46,8	*C*								
38	Talgar	AAB					35,9	104,1	38,2	*C*									35,7	104,8	38,3	*C*
39	Timişoara	TIM													3,8	272,8	−85,8	*C*				
40	Uddeholm	UDD	16,3	337,3	+66,8	*C*													4,2	315,2	−89,7	D
41	Ujgorod	UZH					4,0	316,7	−87,6	*D*	4,1	315,4	−86,2	*D*	4,1	316,6	88,0	*C*				
42	Viena K	VKA									7,4	293,3	+83,4	*D*								
43	Vrîncioaia	VRI	0,11	50,9	− 4,3	*C*	0,24	81,6	12,5	*C*	0,11	50,9	− 52,	*C*	0,20		10,2	*C*	0,17		9,8	*C*
44		PID													69,5	357,3	+26,6	*D*				

Tabela 1

Nr.	Stația	Codul	1967 II 27, $H = 21:00:40$				1967 III 5, $H = 17:22:55$				1967 VII 25, $H = 12:33:24$				1967 X 27, $H = 07:59:53$			
			$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Atena	ATH	7,5	201,1	+77,5	*D*												
2	Bacău	BAC	1,58	356,0	89,0	*D*	0,77	10,0	−78,0	*D*	0,81	16,5	−39,1	*C*	0,68	9,9	−77,8	*C*
3	Belgrad	BEO	4,7	257,2	82,5	C												
4	București	BUC	0,93	230,0	−80,2	*C*	1,48	198,5	53,7	*D*	1,42		50,9	*C*				
5	Cine	CIN	7,4	172,9	+77,5	*C*												
6	Cîmpulung	CMP	1,49	280,0	89,8	*D*	1,35	250,5	45,5	*D*	0,83	243,5	40,0	*D*	1,36	241,2	50,8	*C*
7	Chișinău	KIS	2,4	30,7	87,3	*C*									1,9	49,5	69,6	*D*
8	Cracovia	KRA	7,0	318,8	78,4	*C*	6,3	313,6	88,8	*D*					6,2	314,9	+86,8	*D*
9	Delcommune	DCC	55,3	188,4	30,4	*D*	54,9	182,1	+32,4	*C*								
10	Focșani	FOC	0,72	6,5	−60,0	*C*	0,30	90,0	−12,5	*D*	0,24	94,0	10,4	*C*	0,38	18,0	−18,0	*D*
11	Goris	GRS	15,3	104,4	+64,7	*D*												
12	Goteborg	GOT									14,9	328,3	+68,8	*C*				
13	Grafenberg	GG-	11,8	299,2	70,1	*C*												
14	Iași	IAS	2,22	9,0	87,7	*D*	1,49	23,5	54,4	*C*	1,58	26,5	−57,8	*C*				
15	Istanbul K	ISK									5,1	158,4	87,8	*D*	5,1	160,0	89,9	*C*
16	Istanbul TU	IST	4,2	159,2	83,4	*C*	5,0	158,9	86,8	*D*								
17	Kasperské H	KHC									9,4	295,4	+79,4	*D*				
18	Kastamonu	KAS									8	127,8	86,5	*D*				
19	Kongsberg	KON	10,9	339,4	71,6	*C*					17,2	329,9	62,6	*C*				
20	Lillehammer	LHN	18,7	335,0	56,4	*D*	18,0	334,5	+55,6	*D*					17,8	334,1	+57,6	*D*
21	Mould Bay	MBC					56,4	346,2	32,2	*C*								
22	Munchen U	MNH	11,4	292,1	70,7	*C*												
23	Niedzica	NIE	6,4	316,2	79,4	*D*	5,7	316,3	−89,6	*D*	5,6	312,6	−86,2	*D*				
24	Paraskevi	PRK	3,0	192,5	82,9	*D*												
25	Pavlikeni	PVL	2,2	140,7	87,7	*C*	2,8	156,1	74,4	*D*								
26	Simferopol	SIM	5,0	92,4	81,9	*D*												
27	Sofia	SOF	3,6	129,0	84,6	*C*												
28	Stuttgart	STU	12,8	336,5	68,5	(*C*)												
29	Tabriz	TAB	16,0	109,2	63,5	*C*												
30	Tamanrasset	TAM	28,3	134,7	39,5	*D*												
31	Timișoara	TIM	4,2	282,8	83,4	*C*												
32	Toledo	TOL	23,5		42,9	*C*												
33	Ujgord	UZH	4,9	319,6	82,1	*D*									4,1	314,1	−86,2	*D*
34	Uppsala	UPP	15,9	342,4	63,7	*D*												
35	Viena	VIE					7,5	335,0	+83,8	*D*								
36	Vrîncioaia	VRI	0,91	346,0	−78,0	*C*	0,10	16,5	− 4,2	*C*	0,17		7,4	*C*	0,10		4,9	*D*

Tabela

Nr. crt.	Staţia	Codul	Δ°	α°	*i*°	*C* sau *D*
1	Alert	ALE	45,0	349,3	+35,8	*C*
2	Apatit	APA	22,2	5,7	46,3	*D*
3	Bacău	BAD	0,77	10,0	−26,1	*D*
4	Bodaibo	BOD	51,7	42,9	+33,6	*C*
5	Bucureşti	BUC	1,48	198,5	−55,1	*C*
6	Budapesta	BUD	5,6	292,6	+89,4	*C*
7	Cîmpulung	CMP	1,35	250,5	−47,3	*C*
8	Cracovia	KRA	6,3	316,3	+87,3	*D*
9	Elţovka	ELT	38,4	56,5	37,9	*C*
10	Focşani	FOC	0,30	90,0	−13,4	*C*
11	Frobischer Bay	FBC	52,36	326,0	+33,3	*C*
12	Iaşi	IAS	1,49	23,5	−55,7	*C*
13	Istanbul K	ISK	5,0	158,8	88,4	*C*
14	Kasperské Hory	KHC	9,4	294,7	+81,2	*D*

Tabela

Nr.	Cutremurul					Planul *a*						Plan		
	Data şi ora la origine	φ_N	λ_E	*h* km	M_B	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare: Direcţia	Vectorul de mişcare: Înclinarea	Vectorul de mişcare: Unghiul de alunecare	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea
1	1967 II 27 21 : 00 : 40	45,0	27,1	n	5,0	N39E	S51E	48	N84E	38	55	N6V	S84V	52
2	1967 III 5 17 : 22 : 55	45,7	26,7	150	4,5	N52V	N38E	66	N6E	56	73	N84V	S6V	34
3	1967 VII 25 12 : 33 : 24	45,8	26,5	146	4,1	N35E	S55E	70	N66E	54	59	N24V	S66V	36
4	1967 X 27 07 : 59 : 53	45,9	26 3/4	130	4,2	N54E	S36E	80	S48V	32	71	N42V	N48E	58
5	1968 I 6 10 : 23 : 49	45,8	26,6	163	4,6	N46V	N44E	44	N9E	40	41	N81V	S9V	50
6	1968 II 9 13 : 22 : 56	45,8	26,4	120	4,6	N46E	N44V	60	S79V	44	52	N11V	N79E	46
7	1968 II 24 13 : 22 : 53	45,8	26,6	134	4,4	N42E	N48V	30	N28V	28	72	N62E	S28E	62
8	1968 X 20 23 : 15 : 04	45,7	26,6	123	4,6	N46E	N44V	54	S76V	36	46	N14V	N76E	54
9	1968 XI 20 01 : 51 : 14	45,7	26,8	110	4,0	—	—	—	—	—	—	N16V	N74E	40
10	1968 I 15 08 : 46 : 29	45,7	26,7	140	4,5	N15E	N75V	58	S60V	50	63	N30V	N60E	40
11	1969 IV 12 20 : 38 :41	45,3	25,1	10	5,2	N55E	N35V	74	N43E	36	33	N47V	S43V	54
12	1969 XII 21 19 : 06 : 22	45,6	27,0	34	4,6	N0E	N90E	60	N18E	30	34	N72V	S18V	60

3

Nr. crt.	Staţia	Codul	Δ°	α°	i_h°	C sau D
15	Kastamonü	KAS	6,7	127,8	85,7	D
16	Lvov	LVV	4,5	337,3	−86,5	C
17	Mondî	MOY	42,9	61,8	+36,6	C
18	Mould Bay	MBC	56,5	350,7	31,7	C
19	Moxa	MOX	11,2	301,7	75,7	C
20	Niedzica	NIE	5,7	315,3	86,9	C
21	Shiraz	SHI	26,0	118,1	42,4	C
22	Sverdlovsk	SVE	23,7	49,8	44,9	D
23	Talgar	AAB	35,8	104,7	38,8	C
24	Tamanraset	TAM	28,6	224,0	41,7	C
25	Ujgorod	UZH	4,2	316,2	−85,1	D
26	Umea	UME	18,5	351,0	+52,9	C
27	Viena-K	VKA	7,4	295,0	83,9	D
28	Vrîncioaia	VRI	0,10	16,5	− 4,5	C

4

u l *b*																	
Vectorul de mişcare			Sensul mişcării		Planul de acţiune			Vectorul nul		Sistemul de tensiune				Tipul cutremurului	Nr. de observaţii	Nr. de inconsistenţe	Sursa
										P		*T*					
Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Dextral	Sinistral	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea				
N51V	42	58	*b*	*a*	N75V	N15E	66	S15V	24	N21E	65	N74V	3	V_t	30	7	
S38V	30	63	*a*	*b*	N30E	N60V	76	S60E	14	N25E	16	S77V	70	V_p	13	1	
N55V	20	36	*a*	*b*	N66V	N23E	60	S23V	30	S79E	20	N17V	53	V_p	12	0	
N36V	10	18	*a*	*b*	N21V	S69 V	34	N69E	56	N80V	32	S2V	16	H_t	9	0	
S44V	46	49	*a*	*b*	N13E	N67V	72	S67E	18	S25V	5	N54V	71	V_p	15	2	
S44E	30	44	*a*	*b*	N66V	S24V	58	N24E	32	N72V	10	S8V	56	V_p	24	2	
S48E	60	80	*b*	*a*	N32V	N58E	80	S58V	10	S40E	44	N4V	72	V_p	20	0	
S46E	36	44	*a*	*b*	S74E	S16V	54	N16E	36	S76V	34	S16V	54	V_p	21	5	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	1	
S75E	32	53	*a*	*b*	N89E	S1E	68	N1V	22	S85V	11	S25E	66	V_p	28	6	
S35E	16	20	*a*	*b*	N15V	N75E	40	S75V	50	N87E	40	N8V	6	H_t	38	7	6
N90V	30	36	*a*	*b*	N54E	N36V	44	S36E	46	N35V	44	S88V	30	H_t	12	2	7

Tabela 5

Dimensiunile cutremurului din 1967 II 27

Nr. crt.	Ora h : m : s	Epicentrul φN	Epicentrul λE	h, km	M_{LH}	Localitatea	Sursa
1	21 : 00 : 40	45,0	27,1			Pogoanele-Rosetti	BCIS, 1967
2	21 : 00 : 43	44,9	27,0			Pogoanele-Scutelnici	BCIS, 1969
3	21 : 00 : 41	44,9	26,7		5,0	Nord Ciocîrlia	Moscova, 1867
4	21 : 00 : 42	44,8	26,7		4—4 $^1/_2$	Ciocîrlia	Moscova, 1969
5	21 : 00 :40	44,9	27,0*)	20	5,0	Pogoanele-Scutelnici	Bucureşti, 1970

NOTĂ:

Belgrad : $M_{LH} = 5{,}2$
Pruhonice : $M_{LH} = 4{,}1$
Sofia : $M_{LH} = 5{,}4$
Bucureşti : $M_{LH} = 5{,}0$
$M_l = 5{,}0$

*) poziţia epicentrului fixată pe baza informaţiilor macroseismice

ASUPRA CUTREMURELOR CU EPICENTRELE ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ

DE

T. IOSIF, S. IOSIF

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor, nr. 78, Bucureşti

1. INTRODUCERE

Distribuţia geografică a epicentrelor cutremurelor cunoscute din România arată că regiunea Cîmpiei Române are o seismicitate foarte scăzută. Din anul 1902, cînd au fost puşi în funcţiune primii penduli seismici de tip Bosch, şi cu deosebire după 1935, cînd a luat fiinţă actuala staţie seismică Bucureşti, şi pînă în 1960, nu există informaţii instrumentale despre cutremure care să aibă epicentrele situate în zona menţionată. În aceste condiţii prezintă o deosebită importanţă cele două cutremure care au avut loc în ultimii ani în Cîmpia Română. Primul s-a produs în ianuarie 1960, cel de al doilea în februarie 1967. Cutremurele, deşi cu epicentre apropiate, s-au manifestat în mod diferit, atît din punct de vedere macroseismic cît şi în forma înregistrărilor la staţiile seismice româneşti.

2.1. Cutremurul 1960.I.4

Cutremurul s-a produs la 1960.I.4 la orele $12^{h}51^{m}$ şi a avut epicentrul între Urziceni şi Slobozia, în punctul de coordonate geografice [1]:

$$E \begin{cases} \varphi = 44°,63 \text{ N}, \\ \lambda = 27°,13 \text{ E}. \end{cases} \tag{1}$$

Pentru adîncimea focarului s-a obţinut

$$h = 104 \text{ km} \tag{1'}$$

o mărime comparabilă cu adîncimea cutremurelor din Vrancea. Această valoare a rezultat din aplicarea procedeului propus în lucrarea [2] în varianta lui simplificată [3]. În ultimul caz ora la origine apare ca o mărime cunoscută şi nu ca un parametru susceptibil de ameliorat.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2, P. 235–247, BUCUREŞTI, 1971

Pentru acelaşi cutremur ISS [4] dă următoarele dimensiuni:

$$\varphi = 45°,06\ \text{N},$$
$$\lambda = 26°,77\ \text{E}, \qquad (2$$
$$H = 12^h51^m59^s,$$
$$h = 41\ \text{km},$$

care situează epicentrul spre NV faţă de (1), la o distanţă de aproximativ 50 km. Adîncimea focarului (2) este în vădită discordanţă cu (1').

Deoarece epicentrul se găseşte într-o regiune care a început să se manifeste seismic, am considerat util să reexaminăm adîncimea focarului şi să precizăm natura lui tectonică sau plutonică. În acest scop am folosit metoda Demetrescu [2] care constă în următoarele:

Considerînd că v este viteza unui mobil fictiv care parcurge distanţa focar-staţie cu o mişcare rectilinie şi uniformă, se obţine relaţia

$$t^2 u^2 - 2t Hu^2 + w = 2(1 - \cos \Delta), \qquad (3')$$

unde

$$u^2 = \frac{v^2}{1 - h},$$
$$w = H^2 u^2 - \frac{h^2}{1 - h}, \qquad (3')$$

h fiind adîncimea hipocentrului.

H reprezintă corecţia ce trebuie adăugată orei la origine adoptată. Dacă această origine este diferită de cea reală, folosind relaţia (3) simplificată ($H = 0$), se obţine pentru h o valoare mai mare sau mai mică după cum corecţia este pozitivă sau negativă.

Aplicînd (3) şi (3') la datele de observaţie furnizate de staţiile seismice româneşti, situate la distanţe epicentrice mai mici de 3° — Bucureşti, Cîmpulung, Bacău, Focşani, Iaşi — şi adoptînd pentru epicentru coordonatele (1), iar pentru măsura timpului intervalul de 1000 secunde începînd de la ora origine (2), am obţinut pentru necunoscute mărimile trecute în tabela 1 *a*.

Tabela 1

a	$u^2 = 1{,}64245$, $u = 1{,}2816$,	$Hu^2 = -0{,}001374$ $H = -1{,}00084$, $H = 12^h\,51^m\,58^s{,}6$,	$w = -0{,}000145$, $h = +0{,}01202$ R, $h = 76{,}6$ km, $v = 8{,}12$ km/s (4)
b	$u^2 = 2{,}52139$, $u = 1{,}5879$,		$w = -0{,}00020$, $h = +0{,}01392$ R, $h = 88{,}7$ km, $v = 10{,}06$ km/s (6)

Pentru raza Pămîntului am adoptat valoarea medie $R = 6371$ km.

Adîncimea (4) nu corespunde cu nici una din determinările anterioare (104 şi 41 km). Diferenţele dintre determinările (1), (2) şi (4) depăşesc limitele erorilor admise. De aceea am căutat să precizăm adîncimea focarului şi să explicăm, dacă este posibil, cauzala discordanţelor.

2.2. Precizarea adîncimii

Pentru calculul valorilor (2) şi (4) s-au folosit numai duratele de parcurs ale undelor longitudinale P; în primul caz pentru puncte situate pînă la 90° distanţă epicentrică, în al doilea-numai la distanţe epicentrice mici ($\Delta<3°$).

În vederea stabilirii mai precise a adîncimii focarului am folosit diferenţele $S-P$ dintre duratele de parcurs ale undelor transversale şi longitudinale. Am considerat deci un mobil fictiv care parcurge distanţa hipocentrică în „timpul" $S-P$.

În acest caz relaţia (3) devine

$$(S-P)^2 u^2 + w' = 2(1-\cos\Delta) \tag{5}$$

$$\text{unde } u^2 = \frac{\overline{v}^2}{1-h}\,; \quad \overline{v} = \frac{v_P v_S}{v_P - v_S}\,;$$

$$\text{iar } w' = \frac{h^2}{1-h}\cdot \tag{5'}$$

Ora la origine H nu mai figurează în ecuaţia de condiţie (5), necunoscute rămînînd numai $\overline{v}$ şi h.

Cantitatea $\overline{v}$ variază foarte puţin cu distanţa aşa încît se poate substitui cu o valoare medie constantă.

Ecuaţia (5) a fost scrisă pentru aceleaşi staţii care au fost folosite şi în determinarea (4). Rezolvarea ecuaţiilor normale ne-a condus la valorile prezentate în tabela 1*b*.

Adîncimea focarului (6) determinată pe baza diferenţelor $S-P$ este destul de apropiată de (4). Considerăm deci ca cele mai probabile valorile (4) şi (6) ($h_4 = 77$ km, $h_6 = 89$ km).

După aceste determinări, focarul cutremurului se găseşte sub scoarţă terestră, în partea superioară a mantalei, la o adîncime de 75—90 km. Aceasta ar putea fi o explicaţie a faptului că deşi seismul a avut în regiunea epicentrală gradul de intensitate macroseismică $V+$, el a fost simţit pe o arie relativ întinsă de aproximativ 200.000 km^2.

E posibil ca neconcordanţa dintre mărimile (4) şi (6) să se datoreze diferenţelor în valorile vitezelor undelor seismice P şi S condiţionate de caracterul regional al structurii scoarţei terestre şi, în special, al mantalei superioare. S-a stabilit [5] că în România există un strat de viteză redusă, situat la adîncimea corespunzătoare focarelor cutremurelor adînci din Vrancea, care se manifestă cu deosebire pentru undele S. După ultimele cercetări, limita superioară a acestui strat se găseşte la o adîncime de aproximativ 80 km [6]. Această particularitate face ca pentru aceeaşi adîncime, diferenţele $S-P$ observate să fie mai mari decît valorile normale

date de tabele, calculate în ipoteza unui mediu caracterizat prin valori normale ale raportului $K = v_p/v_s$ (La adîncimea $h = 100$ km, coeficientul Poisson $\sigma = 0{,}25$).

În regiunile în care există un strat de viteză redusă, valoarea lui K este mai mare.

2.3 Considerații asupra parametrilor determinați de ISS

Valoarea (2) stabilită de ISS pentru adîncimea focarului cutremurului 1960.I.4 ($h = 41$ km) rămîne singulară. Reziduurile $O-C$ sînt mediate de o curbă care, în intervalul $7 < \Delta° < 20$, este situată în partea valorilor negative, fapt ce arată că determinarea este făcută cu o precizie insuficientă.

Adîncimi necorespunzătoare ale focarelor sînt întîlnite în ISS și pentru alte cutremure. Volumul pentru anul 1959 cuprinde cinci cutremure cu epicentrele în România ($M = 4{,}7 \div 5{,}2$) ai căror parametrii sînt redați în tabela 2.

Tabela 2

	Data	H		M	ISS			Regiunea	ISS			Regiunea
		h	m		λ°N	λ°E	h_{km}		φ°N	λ°E	h_{km}	
1	1959.IV.29	01	35	4,7	46,13	26,22	0	Vrancea	45,57	26,52	145	Vrancea
2	V.31	12	15	5,2	45,89	27,39	0	Tecuci	45,72	27,17	35	Tecuci
3	VI.26	13	44	4,9	45,86	26,53	0	Vrancea	45,70	26,50	150	Vrancea
4	VI.30	07	26	4,8	45,41	27,29	0	R. Sărat	45,80	26,45	120	Vrancea
5	VIII.19	15	32	5,1	45,86	24,52	196	Sibiu	45,65	26,60	150	Vrancea

Primele patru cutremure se consideră superficiale, cel de al cincilea, adînc. După coordonatele epicentrice seismele sînt localizate în regiunile : Vrancea (1959.IV.29, 1959.VI. 26), Tecuci (1959.V.31), Rîmnicu-Sărat (1959. V.30) și în Județul Sibiu (1959. VIII.19). Acestui ultim cutremur i se atribuie adîncimea $h = 196$ km.

În figura 1 am reprezentat reziduurile $O-C$ (luate din ISS) pentru două din aceste cutremure : 1959.VI.26 (fila 1 a) și 1959 VIII. 19 (fig. 1*b*). Figura 1*a* arată că reziduurile sînt pozitive la distanțe epicentrice $\Delta < 7°$ și negative la distanțe epicentrice mai mari. Un astfel de tablou este caracteristic situației cînd coordonatele epicentrice sînt corect determinate dar adîncimea focarului este mai mică decît cea reală, $h_c < h_r$ (c-calculat, r-real).

În figura 1 *b* se vede că linia ce mediază reziduurile $O-C$ este curbă. La acest cutremur sînt greșit determinate atît adîncimea focarului cît și coordonatele epicentrice.

Determinarea eronată a poziției focarului și acceptarea localizării cutremurelor în zone situate la mari distanțe de poziția lor reală (cutremure din Vrancea situate în județele Sibiu și Buzău) duce la o reprezentare deformată a seismicității țării, cu repercusiuni negative asupra

multor probleme legate de economie. De aceea avem tot interesul să le semnalăm şi corectăm.

În partea dreaptă a tabelei 2 sînt prezentaţi parametrii cutremurelor, determinaţi de autori. Cutremurul 1959.V.31, cu epicentrul în regiunea Tecuci, are focarul situat în interiorul scoarţei terestre la adîncimea

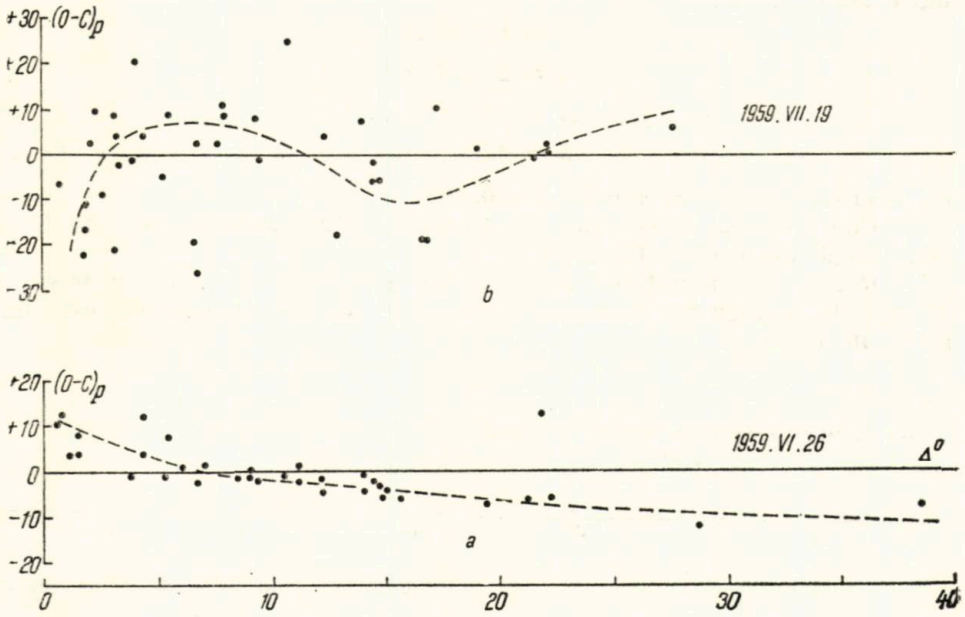


Fig. 1. — Reziduurile undei P în funcţie de $\Delta°$.

h=35 km [7]. Celelalte cutremure s-au produs în regiunea de curbură a Carpaţilor şi focarele lor se găsesc la adîncimi cuprinse între 120—160 km. Aceşti parametrii aşează focarele în poziţia lor reală în zona epicentrală a cutremurelor din Vrancea.

3. CUTREMURUL 1967.II.27

Pentru acest seism BCIS dă dimensiunile

$$\varphi = 44°,9\ \text{N},$$
$$\lambda = 27°,0\ \text{E}, \qquad (7)$$
$$H = 21^h\ 00^m 43^s$$

Epicentrul este localizat în mijlocul Cîmpiei Bărăganului.

Cutremurul a fost simţit pe o arie întinsă cu gradul de intensitate IV—V.

3.1. Ameliorarea coordonatelor hipocentrice

Am redeterminat coordonatele hipocentrice ale cutremurului pe baza momentelor de sosire la 69 observatoare seismologice folosind programul [8]. Observatoarele care au înregistrat cutremurul sînt situate la distanţe epicentrice cuprinse între 0°,5 şi 52°. Ca rezultat al determinării s-au obţinut:

$$\varphi = 44°,83 \text{ N},$$
$$\lambda = 26°,67 \text{ E},$$
$$H = 21^h00^m42,^s6, \qquad (8)$$
$$h = 47,5 \text{ km},$$

cu o eroare pătratică medie $\psi = 0,995$.

Coordonatele epicentrice (8) situează cutremurul la nord de Urziceni lîngă localitatea Ciocîrlia.

Caracterul deviaţiilor momentelor de sosire ale undelor seismice P faţă de hodograful J.-B., în funcţie de distanţa epicentrică, este ilustrat în figura 2.

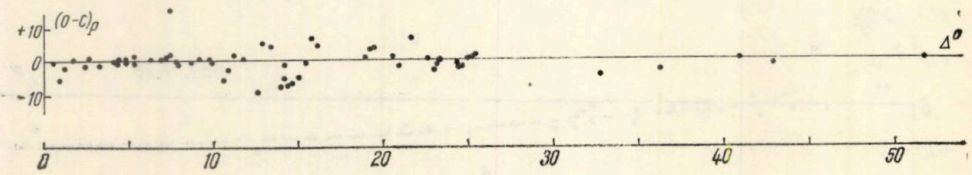


Fig. 2. — Reziduurile undei P în funcţie de $\Delta°$.

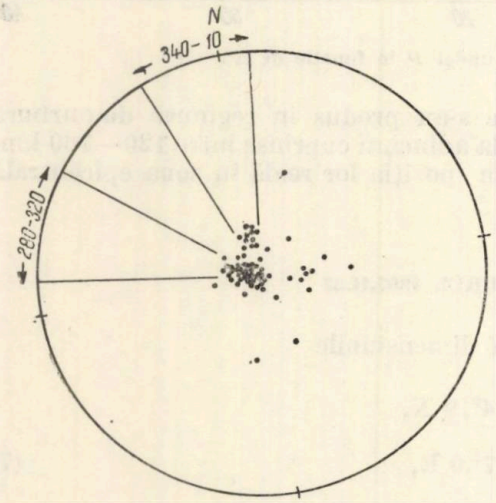


Fig. 3. — Diagrama polară a distribuţiei staţiilor seismice

Se observă o împrăştiere mai mare a diferenţelor $(O-C)_p$ la distanţele $\Delta° = 10-16$.

Distribuţia azimutală a staţiilor este prezentată în figura 3. Există o concentrare a staţiilor în azimutele $Az = 280°-320°$ şi $Az = 340°-10°$.

3.2. Precizarea adîncimii

Am verificat adîncimea h a hipocentrului aplicînd relaţia (3) la observaţiile staţiilor seismice: Bucureşti, Focşani, Vrîncioaia, Cîmpulung, Bacău şi Iaşi. Pentru ora la origine am adoptat valoarea (7). Datele de observaţie sînt trecute în tabela 3.

Tabela 3

Staţia	Δ°C	t_s	$(S-P)_s$
Bucureşti	0,58	13,3	9,3
Focşani	0,95	19,5	14,6
Vrîncioaia	1,05	20,4	15,6
Cîmpulung	1,24	22,7	18,3
Bacău	1,74	28,0	—
Iaşi	2,43	39,0	—

Rezolvarea ecuaţiilor normale ne-a condus la mărimile din tabela 4*a*.

Tabela 4

a	$u^2 = 1{,}39411,$ $u = 1{,}1807,$	$Hu^2 = +\ 0{,}00240,$ $H = +\ ,0017$ $H = 21^h\ 00^m\ 44^s{,}7,$	$w = 0{,}00011705,$ $h = 0{,}00203\ R,$ $h = 69{,}7\ km,$ $v = 7{,}48\ km/s\quad (9)$
b	$u^2 = 1{,}47562,$ $u = 1{,}2147,$		$w = -\ 0{,}000028,$ $h = 0{,}005186\ R,$ $h = 33\ km,$ $v = 7{,}72\ km/s,\ (10)$

Între valorile (8) şi (9) ale adîncimii focarului este o diferenţă de aproximativ 23 km care se poate datora caracterului local al vitezelor undelor seismice longitudinale (folosirea staţiilor apropiate şi depărtate).

Am aplicat acestui cutremur relaţia (5) folosind observaţiile de la staţiile apropiate unde s-au putut măsura cu certitudine diferenţele $S-P$ (tabela 3).

Valorile obţinute sînt trecute în tabela 4 *b*.

Adîncimea (10), determinată pe baza diferenţelor $S-P$ este destul de apropiată de (8). Considerînd valorile (8) şi (10) ca cele mai probabile, putem trage concluzia că focarul cutremurului se găseşte la limita inferioară a scoarţei terestre.

Din compararea adîncimilor (4) cu (6) şi (9) cu (10) se pot trage următoarele concluzii:

a) În cazul cutremurelor ale căror focare se găsesc în mantaua superioară relaţiile (3) şi (5) conduc la valori concordante.

b) Pentru cutremurele cu focare situate în interiorul scoarţei terestre formulele (3) şi (5) conduc la adîncimi care diferă destul de mult. Rezultatele obţinute pe baza diferenţelor $S-P$ (relaţia (5)) au un grad de certitudine mai mare.

3.3. Informaţii macroseismice

Pentru cutremurul 1967.II.27 dispunem de informaţii macroseismice din 130 localităţi de pe teritoriul României. Harta întocmită pe baza acestor date este reprezentată în figura 4.

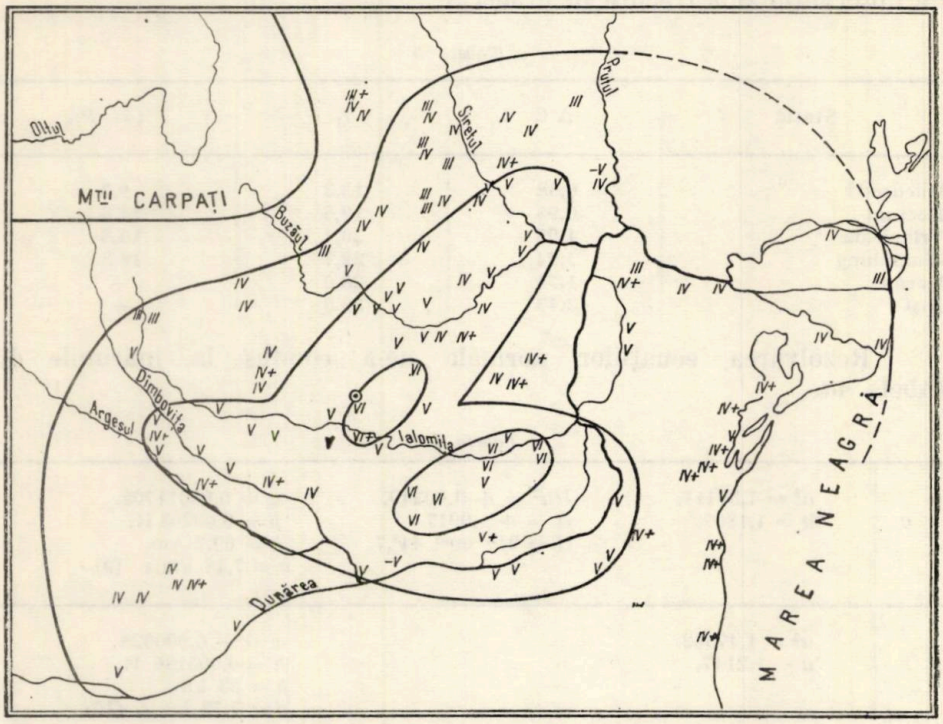


Fig. 4. — Harta macroseismică a cutremurului din 27.II.1969.

Izoseistele trasate au formă neregulată. Intensitatea maximă de VI grade apare separat în jurul localităţilor Urziceni şi Slobozia situate la distanţa de $\simeq$ 60 km. Gradul de intensitate *V* se observă în două zone cu axele orientate în direcţiile SV—NE şi V—E. Izoseistele care au forma unor elipse alungite, se intersectează în partea sud-vestică. Epicentrul determinat cu ajutorul datelor microseismice, notat pe hartă cu semnul ⊙, se găseşte în porţiunea comună a celor două elipse.

Aria macroseismică are o întindere mai mare spre sud. După informaţiile comunicate de seismologii bulgari, cutremurul a avut gradul V şi în Bulgaria pînă în regiunea Provadia la $\simeq$ 200 km distanţă de epicentru. Apar astfel cîteva zone de „sensibilitate seismică", după terminologia prof. Ion Atanasiu [9], dispersate pe regiuni foarte mari, ca zone epicentrale distincte.

De remarcat că în regiunea muntoasă, nord-vestică, intensitatea cutremurului a scăzut foarte repede în comparaţie cu partea estică şi sudică, nefiind simţit, de exemplu, la Azuga-pe Valea Prahovei.

Regiunea în care cutremurul s-a manifestat macroseismic cuprinde o suprafață care se întinde de la Tecuci-Panciu pînă la Pucioasa, Turnu Măgurele, nord-estul Bulgariei și probabil partea sud-vestică a URSS.

Cercetările recente au arătat că mecanismul de producere a cutremurelor determină forma și poziția zonelor de intensități maxime din jurul focarului [10]. Considerînd asimetria în distribuția energiei emisă de focar, calculul teoretic, în conformitate cu teoria dislocațiilor, arată că poziția deplasărilor la suprafața pămîntului va depinde de orientarea suprafeței de ruptură și de adîncimea focarului. Maximul principal de iradiere în undele longitudinale și transversale este în apropiere sau coincide cu direcția normalei la suprafața de ruptură și vor fi cu atît mai depărtate de epicentru cu cît mai adînc este focarul cutremurului. Din acest punct de vedere forma și distribuția izoseistelor cutremurului 1967.II.27 (fig. 4) ar indica un plan de falie cu direcția NV—SE.

Conform teoriei, de-a lungul suprafeței de ruptură apare încă un maxim care este confirmat de datele de observație (fig. 4).

Sebalin [11] a stabilit o dependență între efectul macroseismic al cutremurului la suprafața pămîntului în zona epicentrală și parametrii focarului

$$I_0 = 1{,}5\ M - 3{,}5 \lg h + 3. \qquad 1)$$

Considerînd că seismul a avut magnitudinea $M = 5{,}0$, relația (11) dă pentru focar adîncimea

$$h = 37 \text{ km} \qquad (12)$$

în bună concordanță cu (8—10), ceea ce confirmă aplicabilitatea ei la cutremurele din România.

3. 4 Estimarea dimensiunilor focarului

Este interesant de cercetat corelația dintre magnitudinea cutremurului, dimensiunile focarului și eventualele linii structurale majore ale regiunii.

Există părerea larg răspîndită că producerea cutremurelor este legată de mișcările suferite de blocuri ale scoarței terestre sau ale părții superioare a mantalei de-a lungul unor falii care, de cele mai multe ori, nu sînt vizibile la suprafață. În acest caz forma zonei de eliberare a energiei poate fi asimetrică.

Relațiile

$$\lg l_{\max} = 0{,}55\ M - 2,$$

$$\lg l_z = 0{,}3\ M - 0{,}75, \qquad (13)$$

stabilite de Sebalin [12] pe baza rezultatelor lui Båth și Duda, dau dimensiunile aproximative ale focarului în direcția orizontală și verticală, în funcție de magnitudine.

Aplicate cutremurului 1967.II.27, se obţine că intinderea focarului în direcţia orizontală şi verticală este aceeaşi

$$l_{oriz} = l_z = 6 \text{ km} \tag{14}$$

Deci focarul este sferic, valoarea (14) neindicînd nici o influenţă a eventualelor fracturi ale scoarţei terestre asupra dimensiunilor lui.

4. COMPOZIŢIA SPECTRALĂ A OSCILAŢIILOR SEISMICE

Înregistrările cutremurului 1967.II.27 la staţiile seismice româneşti, singurele de care am dispus, se caracterizează prin impulsuri clare ale undelor P şi S.Pe seismogramele pendulilor mecanici, oscilaţiile sînt lizibile în toate fazele. Acest fapt ne-a permis să construim spectrele de frecvenţă, $N = f(T)$, înregistrate pe componentele orizontale la staţiile BUC, FOC, VRI, CMP şi IAŞ.

Pe seismograme, amplitudinea maximă a cutremurului coincide cu faza S.

În tabela 5 sînt sintetizate perioadele predominante înregistrate în fazele P şi S.

Tabela 5

Staţia	Δ°	Comp. N		Comp. E	
		P	S	P	S
BUC	0,58	2,2	2,3	2,0	2,0
FOC	0,95	0,5	0,7	0,5	1,0 ; 2,0
VRI	1,05	0,35	0,45 ; 2,3	0,4	0,5
CMP	1,24	0,6	0,6	0,6	0,6
IAS	2,43	0,5 (P_g)	0,5	0,7(P_g)	0,9

Din tabelă rezultă că oscilaţiile seismice se înregistrează cu perioade care se pot grupa în jurul a două valori : $T = 0{,}4 - 0{,}75$ la staţiile FOC, VRI, CMP şi IAS şi $T = 2{,}6 - 2{,}3$ s la staţia BUC. De asemenea la Focşani apar pe componenta E, în faza S, perioade de 1 şi 2 secunde. Perioadele undelor S, în comparaţie cu cele ale undelor P, sînt în raport de 1—2. În figura 5 am reprezentat perioadele predominante ale undelor longitudinale în funcţie de distanţa epicentrică (componenta N).

Menţionăm că la Bucureşti cutremurul 1960.I. 4 este înregistrat cu perioada $T = 2{,}0$ s pe componenta E şi $T = 1$, 2 s pe componenta N, diferită de cea obţinută pentru cutremurul 1967.II.27.

Dacă comparăm perioadele predominante din tabela 5 cu cele determinate pentru cutremurele cu epicentrele situate în regiunea de curbură a Carpaţilor, adînci şi de mică adîncime [13], se constată că ele au valori apropiate. Aceasta confirmă din nou influenţa preponderentă a condiţiilor microgeologice din punctele de amplasare a staţiilor seismice.

O caracteristică deosebită o prezintă seismogramele de la staţia seismică Iaşi. Primele sosiri au amplitudini mici ; la $\sim$10 s după unda P_n

apare o fază intensă care, pe componenta N, are un caracter de rezonanţă cu amplitudini de patru ori mai mari decît pe componenta E. Interpretăm această fază ca undă P_g. Celelalte faze, datorită caracterului de rezonanţă, nu se pot identifica.

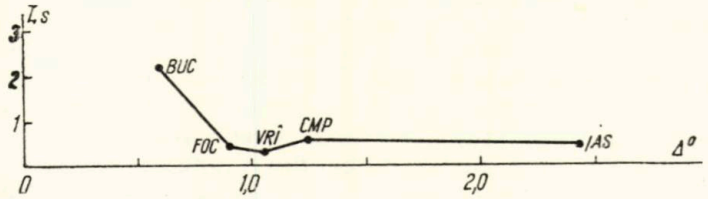


Fig. 5. — Perioadele predominante în funcţie de Δ° (componenta N).

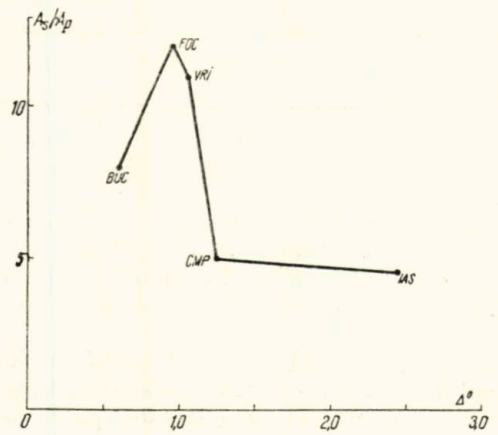


Fig. 6. — Raportul S_s/A_P în funcţie de Δ°.

Analiza amplitudinilor diferitelor faze înregistrate pe componentele orizontale la staţiile seismice româneşti duce la următoarele concluzii:

a) Raportul A_s/A_P este aproximativ acelaşi pe componentele N şi E, deşi punctele de observaţie sînt situate în azimuturi diferite.

b) Raportul A_s/A_P are valori diferite la cele cinci staţii fiind cuprins între 4 şi 12.

Figura 6, unde am reprezentat funcţia $A_s/A_P = f(\Delta)$, nu indică nici o dependenţă de distanţa epicentrică.

Cele mai mari valori se observă la staţiile FOC şi VRI indicînd influenţa predominantă a oscilaţiilor seismice transversale în efectele macroseismice de suprafaţă. Graficul din figura 6 arată şi faptul că factorii de staţie au pentru undele P şi S valori diferite. Dar chiar şi în cadrul unei zone puţin intinse, unde structura geologică de adîncime este aproximativ aceeaşi raportul A_s/A_P poate avea valori diferite. Cutremurul 1967.II.27 a fost înregistrat pe teritoriul Capitalei şi la distanţa de ~ 4 km. de staţia Bucureşti I de un pendul cu perioada proprie $T = 3$ s şi amplificare mică ($V = 8$). Pentru A_s/A_P s-a obţinut valoarea 2,6, de aproximativ 3 ori mai mic decît la Bucureşti I (efectul structurii microgeologice de suprafaţă).

5. OBSERVAȚII FINALE

Din punct de vedere al poziției geografice, epicentrele celor două cutremure se situează pe o linie cu direcția SE—NV, aproximativ perpendiculară pe Arcul Carpatic, linie care ar confirma planul ruptural de mare adîncime presupus în unele lucrări anterioare.

Soluțiile de plan de falie obținute pentru cutremurele 1945.IX.7, 1945.XII.9 și 1960.I.4 arată că nu se poate vorbi de un paralelism între orientarea planelor de falie și imaginea seismotectonică sugerată de alinierea cutremurelor de mai sus [14]. Direcția planului de falie pentru primele două cutremure este NE—SV, în concordanță cu tendința generală care se manifestă la cutremurele adînci din Vrancea.

Pe baza observațiilor a ~ 50 stații seismice s-au obținut pentru aceste cutremure următoarele coordonate [15]

	φ°N	λ°E	h_{km}
1945.IX.7	45,91	26,61	75
1945.XII.9	45,66	26,78	80

care situează epicentrele în partea nord-estică a zonei focarelor adînci din Vrancea, la o adîncime de 75—80 km.

Soluțiile de plan de falie pentru cutremurul 1960.I.4 (N 7°V și N 15°E [14], nu permit încadrarea sa în ansamblul tectonic de la curbura Carpaților.

Cutremurul 1967.II.27 are focarul în scoarța terestră. Este posibil ca epicentrul lui să se afle pe presupusa linie tectonică cu direcția NV—SE, după cum este posibil să se găsească pe o prelungire a liniei tectonice definită de epicentrele cutremurelor din zona Focșanii—R. Sărat, care, în această ipoteză, s-ar întinde spre sud-vest pînă la Urziceni.

Apariția de noi focare în vecinătatea imediată a zonei seismice Vrancea, eventualele prelungiri ale proceselor tectonice care generează cutremurele de la Curbura Carpaților pînă în Cîmpia Română și corelarea lor cu schema fracturilor din întreaga regiune, pun probleme complexe de geotectonică care își așteaptă rezolvarea.

Primit la redacție la 15 mai 1971.

BIBLIOGRAFIE

1. T. Iosif, *Focar seismic adînc în Cîmpia Română*, St. cerc. astron. seism., **V**, *1* (1960).
2. G. Demetrescu, *Détermination provisoire de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie du 10 Noembrie* 1940, Publ. Observatoire de Bucarest, 1941.
3. G. Petrescu, *Détermination provisoire de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie*, du 22 Octobre 1940, Publ. Observatoire de Bucarest, 1941.
4. * * * International Seismological Summary for 1960.
5. T. Iosif, *K voprosu o suscestvovanii sloia malth scorostei v verhneiciasti obolociki Zemli. Rumînii*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géograf., série de Géophys., **9**, *1* (1965).

6. T. Iosif, S. Iosif, *Studiul energetic al cutremurelor din Vrancea. Date asupra mantalei superioare* (Raport nr, 31, 1970, IGA).
7. T. Iosif, D. Jianu, S. Iosif, *Studiul seismic al structurii scoarței terestre în România*, St. cerc. geol., geofiz., geograf. seria geofiz., **8**, *1* (1970).
8. I. I. Piateţki-Sapiro i dr., *Opredelenie epiţentrov na ţifrovoi elektronnoi vîcislitelnoi maşine*, DAN, SSSR, **154**, *2* (1963).
9. I. Atanasiu, *Cutremurele de pămînt din România*, Editura Academiei R. S. România.
10. O. B. Soboleva, *Vliiania asimmetrii izluceniia iz ociaga na raspredelenie smeşenii vokrug epiţentra glubokova zemletreaseniia*, Izv. AN. SSSR, Fizica Zemli, *10* (1968).
11. I. V. Sebalin, *Metodt ispolzovaniia injenerno-seismologhiceskih dannth pri seismiceskom raionirovanii*, Seismicescoe raionirovanie SSSR, Moscova, 1968.
12. B. A. Petruşevskii, N. V. Kondorskaia, N. V. Sebalin, *Zapadno-decanskoe zemletriasenie v Indii 10 dekabria* 1967g., Izv. AN. SSSR, Fizika Zemli, *11* (1968).
13. T. Iosif, S. Iosif, *Spectrele undelor seismice ale cutremurelor adînci din Vrancea*, St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofiz., **6**, *1* (1968).
14. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice şi implicaţiile lor seismotectonice*, St. cerc. geofiz., **1**, **1** (1963).
15. T. Iosif, *Distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci din Vrancea şi structura mantalei superioare*, St, cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofiz., **6**, *1* (1968).

CERCETĂRI PRIVIND EFECTUL SEISMIC AL EXPLOZIILOR PRODUSE ÎN CARIERE

DE

D. ENESCU, C. RADU, V. MÂRZA

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Cercetarea pe baze ştiinţifice a efectului seismic produs de explozii asupra construcţiilor îşi are începutul, în ţara noastră, în anul 1967 cînd D. Enescu şi C. Radu au întreprins un studiu al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistriţa în scopul evaluării efectului acestor explozii asupra mănăstirii Arnota. Rezultatele obţinute au fost publicate în anul 1968 [1]. A urmat o serie de alte lucrări efectuate la carierele Păuliş şi Măgulicea-Crăciuneşti. Un studiu preliminar al efectului seismic produs de exploziile din cariera Măgulicea-Crăciuneşti asupra construcţiilor din comuna Băiţa a fost efectuat în anul 1968 de D. Enescu, C. Radu şi V. Steflea [2].

Problema de la Pietreni-Bistriţa cît şi aceea de la Măgulicea-Crăciuneşti se încadrează în categoria acelor probleme în care se cere ca parametru de bază — încărcătura maximă admisibilă la care construcţiile aflate în apropierea locului de explozie nu suferă nici un fel de avarii.

Studiul făcut în lucrările [1] şi [2] se bazează pe înregistrarea a două explozii din cariera Pietreni-Bistriţa şi respectiv a trei explozii din cariera Măgulicea-Crăciuneşti.

Schimbarea condiţiilor de explozie, necesitatea aplicării a cel puţin două metode de prelucrare a datelor şi, mai ales, necesitatea folosirii unui număr mai mare de explozii au determinat reluarea problemei de la cele două cariere.

ST CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2, P. 249–264, BUCUREŞTI, 1971

În cele ce urmează sînt descrise două metode de lucru folosite la rezolvarea problemei, tehnica de lucru în teren, aparatura folosită şi sînt prezentate rezultatele obţinute în urma prelucrării seismogramelor tuturor exploziilor înregistrate la cele două cariere.

METODE DE DETERMINARE A EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR ASUPRA CONSTRUCŢIILOR

În anul 1967 D. Enescu a elaborat o metodă de cercetare a efectului seismic produs de explozii asupra construcţiilor, care a fost publicată în lucrarea [3].

Teoria metodei. După cum se ştie, pentru calculul energiei produse de explozii sub formă de oscilaţii elastice au fost stabilite mai multe formule. Dintre acestea am folosit-o pe următoarea

$$E_{0q} = 2\,\pi\, r^2\, e^{\alpha r}\, E_{rq}, \tag{1}$$

unde E_{rq} reprezintă densitatea de energie în punctul de observaţie aflat la distanţa r de sursa de oscilaţii (explozia), iar α este coeficientul de absorbţie a energiei datorită imperfectei elasticităţi a mediului. Indicele q arată că mărimile E_{0q} şi E_{rq} corespund exploziei unei încărcături de q kilograme.

Densitatea de energie E_{rq} este exprimată de relaţia

$$E_{rq} = \frac{1}{2}\,\rho\, V \sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i, \tag{2}$$

în care ρ este densitatea mediului, V viteza de propagare a undelor, v_i amplitudinea vitezei de oscilaţie a particulelor şi T_i perioada oscilaţiei i. Cu n s-a notat numărul de perioade ale oscilaţiei înregistrate la distanţa r de sursă.

S-a dovedit pe cale experimentală [4] că

$$\sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i \simeq 1{,}25\, v_{\max}^2\, T, \tag{3}$$

unde v_{max} este viteza maximă de oscilaţie, iar T perioada acestei oscilaţii.

Pentru foarte multe medii s-a stabilit că factorul de absorbţie $e^{\alpha r}$ poate fi înlocuit cu raportul r/r_0, unde r_0 este distanţa la care unda de şoc produsă de explozie se transformă în undă elastică.

Se poate scrie deci:

$$_{0q} = 4\,\rho\, V \frac{r^3}{r_0}\, T\, v_{\max}^2 \cdot \tag{4}$$

Ţinînd seamă de relaţia

$$\log E_{0q} = 11{,}8 + 1{,}5\, M_q, \tag{5}$$

unde M_q este magnitudinea exploziei de încărcătură q, se obţine

$$M_q = 0{,}67\,(\log v_{\max} T + \log \frac{r^3}{r_0} + \log\ 4\,\rho\, V - 11{,}8]. \tag{6}$$

Calculul magnitudinii M_q cu ajutorul acestei formule necesită, printre altele, determinarea razei r_0. Evaluarea razei r_0 și folosirea mărimii obținute în determinări conduc la o micșorare substanțială a preciziei. Pentru a înlătura acest neajuns s-a considerat necesară [3] introducerea noțiunii de magnitudine aparentă $M_q^* = M_q + 0{,}67 \log r_0$, adică

$$M_q^* = 0{,}67 \quad [\log v_{\max}^2 T + 3 \log r + \log 4 \rho V - 11{,}8], \tag{7}$$

sau

$$\log r = \frac{1}{3} [1{,}5 \; M_q^* - \log v_{\max}^2 T - \log 4 \rho V + 11{,}8]. \tag{8}$$

În lucrarea [3] această relație este legată de cutremurele naturale de pământ prin asimilarea vitezei $v_{\max}$ cu o viteză de oscilație v_0 care, la rîndul ei, este legată de intensitatea I exprimată în grade ale scării seismice stabilite pentru cutremurele naturale. Ulterior s-a stabilit o scară pentru care valorile vitezelor de oscilație au fost determinate chiar pentru explozii. S-a determinat următoarea corespondență între intensitatea exploziilor exprimată în grade și viteza de oscilație, pentru condiții medii de teren și exploatare la suprafață [5]:

I (grade)	v (cm/s)	I (grade)	v(cm/s)
1	0,2	6	3,0 — 6,0
2	0,2 — 0,4	7	6,0 — 12,0
3	0,4 — 0,8	8	12,0 — 24,0
4	0,8 — 1,5	9	24,0 — 48,0
5	1,5 — 3,0	10 — 12	> 48

(9)

Substituind în formula (8) valorile v din (9) ($v_{\max} = v$), se poate construi un grafic al variației intensității I în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* și distanța r. Acest grafic servește la determinarea intensității exploziilor în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* și de distanța r.

Cunoscutul seismolog sovietic S.V. Medvedev, specialist în probleme de seismologie inginerească, împreună cu G.A. Liamzina au elaborat în anul 1962 o metodă de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor [4].

În esență, metoda dată în lucrarea [4] se bazează pe următoarea relație:

$$r = \sqrt[3]{\frac{K^2}{v_0^2 \rho V T}} \cdot \sqrt[3]{q}, \tag{10}$$

în care

$$K = \sqrt{\frac{k Q r_0}{1{,}25\pi}}, \tag{11}$$

unde k este un coeficient care reprezintă a cîta parte din energia de explozie se transformă în energie elastică, iar Q exprimă cantitatea de energie eliberată de 1 kg de exploziv de o anumită calitate.

Întrucît între viteza de oscilaţie v_0 şi intensitatea I, exprimată în grade după scara seismică, există o relaţie, cu ajutorul formulei (10) se poate calcula, ca şi cu ajutorul formulei (8), un grafic care poate servi la determinarea intensităţii I a exploziilor în funcţie de parametrii care intră în componenţa acestei formule.

Formula (10) pare simplă, însă aplicarea ei este dificilă, întrucît necesită determinarea în prealabil a parametrilor Q, k şi r_0. Mărimea Q este cunoscută cu aproximaţie pentru aproape toţi explozivii, însă determinarea mărimilor k şi r_0 implică efectuarea a cîtorva zeci de explozii experimentale.

În 1964 Medvedev pune la punct o nouă variantă a metodei de cercetare a efectului seismic al exploziilor asupra construcţiilor [5]. Conform acestei metode, mărimea r se calculează cu ajutorul formulei:

$$r = k_e \cdot k_t \cdot k_c \cdot R_r \cdot \sqrt[3]{q}, \tag{12}$$

unde:

k_e este un coeficient ce caracterizează explozia, adică tipul acesteia (instantanee sau întîrziată) şi locul unde se produce (exploatare la suprafaţă, exploatare în subteran sau exploatare combinată);

k_t de asemenea un coeficient, care reprezintă influenţa condiţiilor de teren asupra oscilaţiilor provocate de explozii;

k_c caracterizează construcţia; el arată de cîte ori se măreşte raza r, denumită şi raza zonei seismice periculoase, pentru clădiri care au deformaţii şi pentru clădiri vechi în comparaţie cu clădirile care se află în stare satisfăcătoare.

R_r este „distanţa redusă", care se poate calcula cu ajutorul formulei

$$R_r = \frac{r}{\sqrt[3]{q}}. \tag{13}$$

Întrucît mărimea R_r serveşte în formula (12) la calculul razelor r ale zonelor de diferite grade de intensitate, a trebuit să se stabilească o corespondenţă între ea şi intensitatea I. Pentru condiţii medii de teren şi explozii instantanee produse cu amonit în exploatări la suprafaţă (cariere), corespondenţa dintre I şi R_r este următoarea [5]:

I	R_r	I	R_r
1	100	6	10–16
2	63–100	7	6,3–10
3	40–63	8	4,0–6,3
4	25–40	9	2,5–4,0
5	16–25	10–12	< 2,5

(14)

Intensitatea seismică I exprimată în grade în (9) şi (14) se referă la scara MSK.

TEHNICA DE LUCRU ÎN TEREN. APARATURA FOLOSITĂ

Studiul făcut se bazează pe înregistrarea seismogramelor a patru explozii (două în 1967 şi celelalte două în 1969) produse în cariera Pietreni-Bistriţa şi şapte explozii (trei în 1968 şi patru în 1970) executate în cariera Măgulicea-Crăciuneşti. Din cele 11 explozii, zece au fost executate în galerii special săpate în masivele calcaroase de la cele două cariere, iar una (aceea din 19.VI.1969 — tabela 1) a fost produsă în găuri de sondă. Condiţiile de explozie au fost asemănătoare cu cele în care sînt produse exploziile necesare producţiei de la cele două cariere. Explozivii folosiţi şi cantităţile corespunzătoare sînt prezentate în tabela 1. După cum se observă din acest tabel, pentru cele mai multe explozii s-au folosit două sau chiar trei tipuri de exploziv. La exprimarea încărcăturii totale a fiecărei explozii am folosit coeficienţii de echivalenţă stabiliţi printr-o Hotărîre a Consiliului de Miniştri.

Tabela 1

Cariera	Data	Exploziv (kg)			q (kg) echivalent AM-1
		AM-1	Astralită	Dinamită	
Pietreni Bistriţa	6.VII.1967	1.460	72	—	1.563
	24.VII.1967	5.600	290	—	6.015
	16.IV.1969	2.900	3.870	35	8.511
	19.VI.1969	11.185	445	—	11.821
Băiţa	12.V.1968	7.500	6.000	6.000	27.240
	18.VIII.1968	21.600	2.000	7.250	37.945
	9.XII.1968	—	—	9.336	17.365
	28.III.1970	12.345	—	3.400	18.669
	2.VII.1970	9.375	—	4.000	16.815
	18.IV.1970	17.910	—	3.000	23.490
	12.IX.1970	15.545	—	4.000	22.985

Pentru efectuarea măsurătorilor s-a folosit staţia seismică mobilă a sectorului de seismologie. Recepţionarea undelor s-a făcut cu ajutorul unor vibrografe tip VBP şi seismografe VEGIK. Înregistrarea oscilaţiilor seismice a fost făcută pe hîrtie fotosensibilă cu ajutorul a două oscilografe POB — 12 M, dotate cu galvanometre tip GB-III şi GB-IV. Seismoreceptoarele şi galvanometrele folosite la înregistrarea celor 11 explozii, precum şi constantele lor sînt prezentate în tabela 2. Curbele de amplificare $V(T)$ pentru vibrografele VBP au fost determinate în lucrarea [6] şi curbele $V(T)$ pentru seismografele VEGIK au fost calculate prin metoda descrisă în lucrările [7] şi [8].

Tabela 2

Nr. crt.	Data producerii exploziei	Punctul de înregistrare	Seismoreceptor	Comp.	Galvanometru	CONSTANTE					
						T_1	D_1	T_2	D_2	V_{max}	V_{lucru}
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1–2	1967.VII.6 1967.VII.24	Arnota C	VEGIK 364 VEGIK 371 VEGIK 357	Z H_P H_T	GB–IV 1 140 GB–IV 258 GB–IV 338	0,7 0,7 0,7	0,5 0,5 0,5	0,07 0,07 0,07	5,0 4,2 5,0	13.045 17.572 13.959	500 400 400
3	1969.IV.16	Arnota A	VBP 774 VBP 775 VBP 777	Z H_P H_T	GB–IV 97 GB–IV 148 GB–IV 258	1,6 1,6 1,6		0,07 0,07 0,07		96,3 77,6 92,6	96,3 77,6 92,6
		Arnota C	VBP 778	Z	GB–IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
4	1969.VI.19	Arnota A	VBP 774 VBP 775 VBP 777	Z H_P H_T	GB–IV 97 GB–IV 148 GB–IV 258	1,6 1,6 1,6		0,07 0,07 0,07		96,3 77,6 92,6	96,3 77,6 92,6
		Arnota B	VBP 779	H_P	GB–IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3
5	1968.V.12	Băița A	VBP 774 VBP 775 VBP 779	Z H_P H_T	GB–III 1883 GB–III 1895 GB–III 1955	1,6 1,6 1,6		0,2 0,2 0,2		8 8 8	8 8 8
		Băița S	VEGIK 364 VBP 777 VBP 778	Z Z H_P	GB–IV 1 184 GB–IV 258 GB–IV 338	0,7 1,6 1,6	0,5	0,07 0,07 0,07	5,0	13.045 92,5 85,5	500 46,3 85,5

		Băiţa A	VBP 774	Z	GB—III 1 833	1,6		0,2		8	8
			VBP 775	H_P	GB—III 1 895	1,6		0,2		8	8
			VBP 779	H_T	GB—III 1 955	1,6		0,2		8	8
6	1968.VIII.18	Băiţa S	VEGIK 364	Z	GB—IV 1 184	0,7	0,5	0,07	5,0	13.045	500
			VBP 777	Z	GB—IV 258	1,6		0,07		92,5	92,5
			VBP 778	H_P	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
7	1968.XII.9	Băiţa S	VEGIK 357	Z	GB—IV 1 184	0,7	0,5	0,07	5,0	14.960	500
			VBP 778	H_P	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
			VBP 779	H_T	GB—IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3
8	1970.III.28	Băiţa C	VBP 778	Z	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
			VBP 779	H_P	GB—IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3
		Băiţa L	VBP 774	Z	GB—IV 97	1,6		0,07		96,3	96,3
			VBP 775	H_P	GB—IV 148	1,6		0,07		77,6	77,6
			VBP 777	H_T	GB—IV 258	1,6		0,07		92,5	92,5
9	1970.IV.18	Băiţa C	VBP 778	Z	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
			VBP 779	H_P	GB—IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3
		Băiţa M	VBP 774	Z	GB—IV 97	1,6		0,07		96,3	96,3
			VBP 775	H_P	GB—IV 148	1,6		0,07		77,6	77,6
			VBP 777	H_T	GB—IV 258	1,6		0,07		92,6	92,6
10	1970.VII.2	Băiţa B.O.	VBP 774	Z	GB—IV 97	1,6		0,07		96,3	96,3
			VBP 775	H_P	GB—IV 148	1,6		0,07		77,6	77,6
			VBP 777	H_T	GB—IV 112	1,6		0,07		92,0	92,0
		Băiţa B	VBP 778	Z	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
			VBP 779	H_P	GB—IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3
11	1970.IX.12	Băiţa B.O.	VBP 779	Z	GB—IV 1 108	1,6		0,07		95,0	95,0
			VBP 778	H_P	GB—IV 338	1,6		0,07		85,5	85,5
		Băiţa B	VBP 774	Z	GB—IV 97	1,6		0,07		96,3	96,3
			VBP 775	H_P	GB—IV 148	1,6		0,07		77,6	77,6
			VBP 777	H_T	GB—IV 112	1,6		0,07		92,0	92,0

Recepționarea undelor seismice produse de exploziile din cariera Pietreni-Bistrița a fost făcută în clădirea mănăstirii Arnota (Arnota C — tabela 2), în teren (Arnota A) în apropierea monumentului și pe zidul exterior al mănăstirii la 2 m înălțime (Arnota B). Undele produse de cele șapte explozii din cariera Măgulicea-Crăciunești au fost recepționate și înregistrate în mai multe puncte din comuna Băița. Aceste puncte au fost alese în așa fel încît ele să se afle la distanțe diferite de punctul de explozie și în zone cît mai reprezentative din punctul de vedere al terenului și al calității construcțiilor. Unul din aceste puncte s-a aflat în grădina cetățeanului Adam Ioan (Băița A — tabela 2), al doilea punct de înregistrare în curtea școlii (Băița S), al treilea în curtea Consiliului Popular (Băița C), al patrulea în grădina cetățeanului Lazăr (Băița L), al cincilea în grădina cetățeanului Manase (Băița M), al șaselea în apropierea bisericii ortodoxe din comuna Băița (Băița B. O.) și, în sfîrșit, al șaptelea în grădina cetățeanului Brăneț Ioan (Băița B).

Tabela 3

CARIERA	Punctul de înregistrare	Data	r (m)	q(kg) echivalent AM-1	Componentele amplitudinii maxime citite pe seismograme (mm)			Perioadele corespunzătoare amplitudinii maxime (s)		
					a_Z	a_P	a_T	T_Z	T_P	T_T
PIETRENI–BISTRIȚA	Arnota C	1967.VII.6	750	1.563	6,1	7,25	7,25	0,078	0,101	0,096
		VII.24	750	6.015	27,0	31,0	25,0	0,070	0,080	0,090
	Arnota A	1969.IV.16	650	8.511	4,0	18,0	16,1	0,080	0,115	0,123
		VI.19	910	11.821	4,15	11,25	9,15	0,110	0,106	0,112
	Arnota B	IV.16	650	8.511	—	—	—	—	—	—
		VI.19	910	11.821	—	6,6	—	—	0,106	—
	Arnota C	IV.16	650	8.511	5,1	—	—	0,090	—	—
MĂGULICEA-CRĂCIUNEȘTI	Băița A	1968.V.12	732	27.240	0,9	1,85	1,35	0,18	0,22	0,17
		VIII.18	732	37.945	2,2	4,65	4,2	0,16	0,23	0,22
	Băița S	V.12	1 256	27.240	10,7	21,0	—	0,22	0,23	—
		VIII.18	1 256	37.945	36,7	103,0	—	0,19	0,25	—
		XII.9	1 256	17.365	7,9	4,9	2,45	0,24	0,23	0,32
	Băița C	1970.III.28	1 290	18.669	7,1	18,8	—	0,192	0,236	—
		IV.18	1 290	23.490	5,85	10,75	—	0,192	0,201	—
	Băița L	III.28	1 070	18.669	7,7	22,4	11,5	0,153	0,270	0,171
	Băița M	IV.18	1 480	23.490	2,6	7,9	2,3	0,186	0,165	0,212
	Băița B.O.	VII.2	1 168	16.815	17,4	45,0	14,4	0,175	0,187	0,208
		IX.12	1 168	22.985	10,5	12,5	—	0,205	0,205	—
	Băița B	VII.2	505	16.815	15,25	—	—	0,145	—	—
		IX.12	505	22.985	10,2	11,3	12,75	0,166	0,106	0,160

*) Valori rezultate din însemnarea a mai puțin de trei componente.

Pentru recepția undelor în teren, seismoreceptoarele au fost amplasate în gropi la adîncimi de 25—50 cm și acoperite cu pămînt. S-a căutat să se respecte cît mai bine condițiile de amplasare a seismoreceptoarelor, condiții care se referă la suprafața de contact a acestora cu solul și la orientarea lor. În punctele în care au fost folosite trei seismoreceptoare, unul din acestea a fost astfel amplasat încît să înregistreze componenta verticală Z a deplasării solului, iar celelalte două au înregistrat fiecare cîte o componentă orizontală : componenta H_P paralelă cu direcția punct de explozie — punct de recepție și componenta H_T perpendiculară pe direcția punct de explozie—punct de recepție.

PRELUCRAREA DATELOR ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

În tabela 3 sînt prezentate principalele date rezultate în urma prelucrării seismogramelor înregistrate pentru exploziile executate în carie-

Componentele amplitudinii maxime a deplasării solului (μ)			A_{max} (μ)	T (s)	$\frac{A_{max}}{T}$ (cm/s)	v_{max} (cm/s)	M^*
A_Z	A_P	A_T					
12,55	18,59	18,59	29,12	0,092	0,032	0,20	4,7
55,55	79,49	64,1	116,25	0,080	0,145	0,91	5,6
47,00	230,75	173,1	292,26	0,106	0,276	1,73	5,9
46,01	144,23	98,17	180,43	0,109	0,166	1,04	5,9
—	—	—	—	—	—	—	—
—	73,99	—	73,99*)	0,106	0,070	0,43	5,4
54,7	—	—	54,7*)	0,090	0,061	0,40	5,0
112,5	231,3	168,8	307,65	0,190	0,162	1,02	5,9
275,0	581,3	525,0	830,16	0,203	0,409	2,57	6,4
123,7	245,6	—	274,99*)	0,225	0,122	0,77	6,2
424,3	1204,7	—	1 277,25*)	0,220	0,581	3,65	7,1
15,8	57,3	25,8	64,80	0,235	0,027	0,17	5,3
82,6	207,0	—	222,87*)	0,214	0,104	0,65	6,1
68,0	119,7	—	137,67*)	0,197	0,070	0,43	5,9
88,8	297,1	134,5	338,0	0,198	0,171	1,07	6,2
29,5	102,1	27,1	109,68	0,188	0,058	0,40	5,9
197,7	576,9	168,4	632,5	0,19	0,333	2,08	6,7
116,6	145,3	—	186,3*)	0,205	0,091	0,57	5,9
181,5	—	—	181,5*)	0,145	0,125	0,785	5,3
118,6	144,8	149,1	238,4	0,144	0,165	1,04	5,5

rele Pietreni-Bistrița și Măgulicea-Crăciunești. Aceste date se referă la componentele amplitudinii maxime citite pe seismograme (a_z, a_P, a_T), perioadele (T_z, T_P, T_T) corespunzătoare, componentele amplitudinii maxime a deplasării solului (A_z, A_P, A_T), perioada medie T, raportul A_{max}/T, viteza maximă de oscilație v_{max} și magnitudinea aparentă M_q^*.

Pentru viteza de propagare a undelor în masivul calcaros și pentru densitatea ρ a acestuia am adoptat următoarele valori :

$$V = 4{,}5 \text{ km/s} ; \quad \rho = 2{,}5 \text{ g/cm}^3.$$

După cum se observă din tabela 3, exploziile din 28.III.1970 și 2.VII.1970 au, ținînd seamă de raportul dintre încărcături, magnitudini mult prea mari în comparație cu celelalte cinci explozii produse în cariera Măgulicea-Crăciunești. Această anomalie este cauzată fie de o eronată informație primită din partea conducerii carierei Măgulicea-Crăciunești asupra greutății încărcăturilor folosite la aceste două explozii, fie de niște factori legați de condițiile de explozie. Probabil, cea de a doua explicație corespunde mai de grabă realității, întrucît nu este pentru prima dată cînd exploziile unor încărcături mai mici sînt mai intense decît exploziile unor încărcături mai mari, deși punctele de explozie și de recepție sînt practic aceleași. Faptul că aceste două explozii fac excepție, ne-a determinat să nu le folosim mai departe în prelucrarea datelor. De asemenea, explozia din 19.VI.1969, fiind singura produsă în găuri de sondă în cariera Pietreni-Bistrița nu a fost folosită mai departe în prelucrarea datelor. Totuși, la interpretarea rezultatelor se impune luarea în considerare a acestor explozii care reprezintă excepții.

În cazul exploziilor din cariera Măgulicea-Crăciunești problema nu se complică totuși prea mult din cauza anomaliei semnalată mai sus, dificultatea principală fiind reprezentată de existența unui alt fenomen observat cu ocazia înregistrărilor făcute în comuna Băița. După cum se observă din tabela 3, la distanțe mai mari exploziile se înregistrează cu intensități aproape egale sau chiar mari decît în puncte mai apropiate de locul exploziei. Această constatare poate fi explicată de caracteristicile diferite ale terenului în diferite puncte de recepționare a undelor. Cercetările făcute la fața locului în comuna Băița au arătat că, într-adevăr, caracteristicile terenului, precum și poziția punctelor de recepție față de aceea a punctului de explozie explică înregistrarea la fel de intensă sau chiar mai intensă a oscilațiilor în puncte depărtate față de înregistrarea în puncte mai apropiate de locul exploziei.

Această anomalie este reflectată și în valorile magnitudinilor (tabela 3), ceea ce ar conduce la necesitatea introducerii unui factor în formula de calcul a magnitudinii, factor care să reprezinte influența terenului. Introducerea acestui factor merită să fie făcută însă în cazul stațiilor seismologice fixe.

Obținerea de valori diferite pentru magnitudinea aceleiași explozii (tabela 3) face dificilă într-o oarecare măsură prelucrarea și interpretarea rezultatelor. În vederea rezolvării problemei am luat în considerare pentru fiecare explozie, media aritmetică a magnitudinilor M_q^* determinate. Acest mod de a proceda pare să conducă, în cazul construcțiilor din Băița, la o „nefavorizare" a clădirilor mai depărtate de locul exploziei în comparație cu cele mai apropiate, întrucît magnitudinea exploziilor determinate

la distanţe mari este mai mare decît magnitudinea medie. Clădirile mai depărtate de locul exploziilor nu vor fi însă periclitate, întrucît încărcătura maximă admisibilă va fi stabilită în funcţie de distanţa dintre locul exploziei şi cea mai apropiată clădire de acest loc. Ca să asigurăm securitatea tuturor clădirilor am luat în considerare şi un coeficient de siguranţă în ceea ce priveşte intensitatea maximă la care aceste clădiri nu suferă avarii. Pe baza cercetării clădirilor din comuna Băiţa, am considerat că cele care se află mai aproape de locul exploziilor rezistă la gradul 6 la limita inferioară (gradul 5,5) iar cele depărtate la gradul 5. Ţinînd seamă şi de caracteristicile terenului se adoptă pentru cele depărtate gradul 5 la limita inferioară. Coeficientul de siguranţă luat în considerare în calcule constă în faptul că la stabilirea încărcăturilor maxime am admis ca intensitatea maximă, pentru clădirile din comuna Băiţa, gradul 5 la limita inferioară ($I_{max} = 4{,}5$).

După cum s-a arătat mai sus, este foarte posibil ca explozii cu încărcături relativ mici să producă seisme de intensitate relativ mare. Acest fapt este confirmat de exploziile din 28 III 1970 şi 2 VII 1970. Prin urmare, luarea în considerare a unui coeficient de siguranţă privind securitatea clădirilor din comuna Băiţa este impusă şi de probabilitatea destul de mare ca în anumite condiţii de explozie, intervenite chiar fără vrerea noastră, unele încărcături relativ mici să producă seisme relativ puternice.

În cazul monumentului istoric Arnota s-a adoptat în lucrarea [1] ca intensitate maximă gradul 4,5. Făcînd o comparaţie între scara de intensităţi şi viteza de oscilaţie folosită în lucrarea [1] şi scara folosită acum [vezi valorile (9)], observăm că gradul 4,5 de atunci reprezintă acum, în noua scară, gradul 3.

În anul 1969, C. Radu şi V. Mârza au făcut un studiu cu ajutorul metodei bazate pe formula (12), în care au luat în considerare ca intensitate maximă admisibilă gradul 4 la limita inferioară (gradul 3,5). Rezultatele acestui studiu au fost trimise sub formă de raport la Intreprinderea Minieră Rîmnicu-Vîlcea.

Întrucît Întreprinderea minieră Rîmnicu-Vîlcea n-a respectat parametrii daţi, efectuînd explozii în cariera Pietreni-Bistriţa cu încărcături mai mari decît cele impuse de cercetările seismice, fisurile din monumentul istoric Arnota s-au amplificat faţă de cum erau în 1967. Această situaţie ne determină să adoptăm o nouă intensitate maximă admisibilă, evaluată de noi la limita inferioară a gradului 3.

În urma prelucrării datelor au rezultat curbele din figurile 1 şi 2, curbele care exprimă variaţia intensităţii I în funcţie de încărcătura q, pentru diferite distanţe r.

Adoptînd intensităţile maxime arătate mai sus, am construit, pe baza datelor din figurile 1 şi 2, graficele de variaţie a încărcăturii maxime q_{max} în funcţie de distanţa r dintre locul exploziei şi construcţiile în cauză (fig. 3 şi 4). Figurile 1 şi 3 se referă la Arnota, iar 2 şi 4 la clădirile din comuna Băiţa. Prin distanţa r în cazul figurii 4 se înţelege distanţa dintre locul exploziei şi cea mai apropiată clădire de acest loc. În toate graficele, încărcăturile q sînt exprimate în echivalent AM-1.

În vederea aplicării metodei bazată pe formula (12), am folosit datele din tabelele 4—6, tabele care conţin valorile coeficienţilor k_e, k_c şi

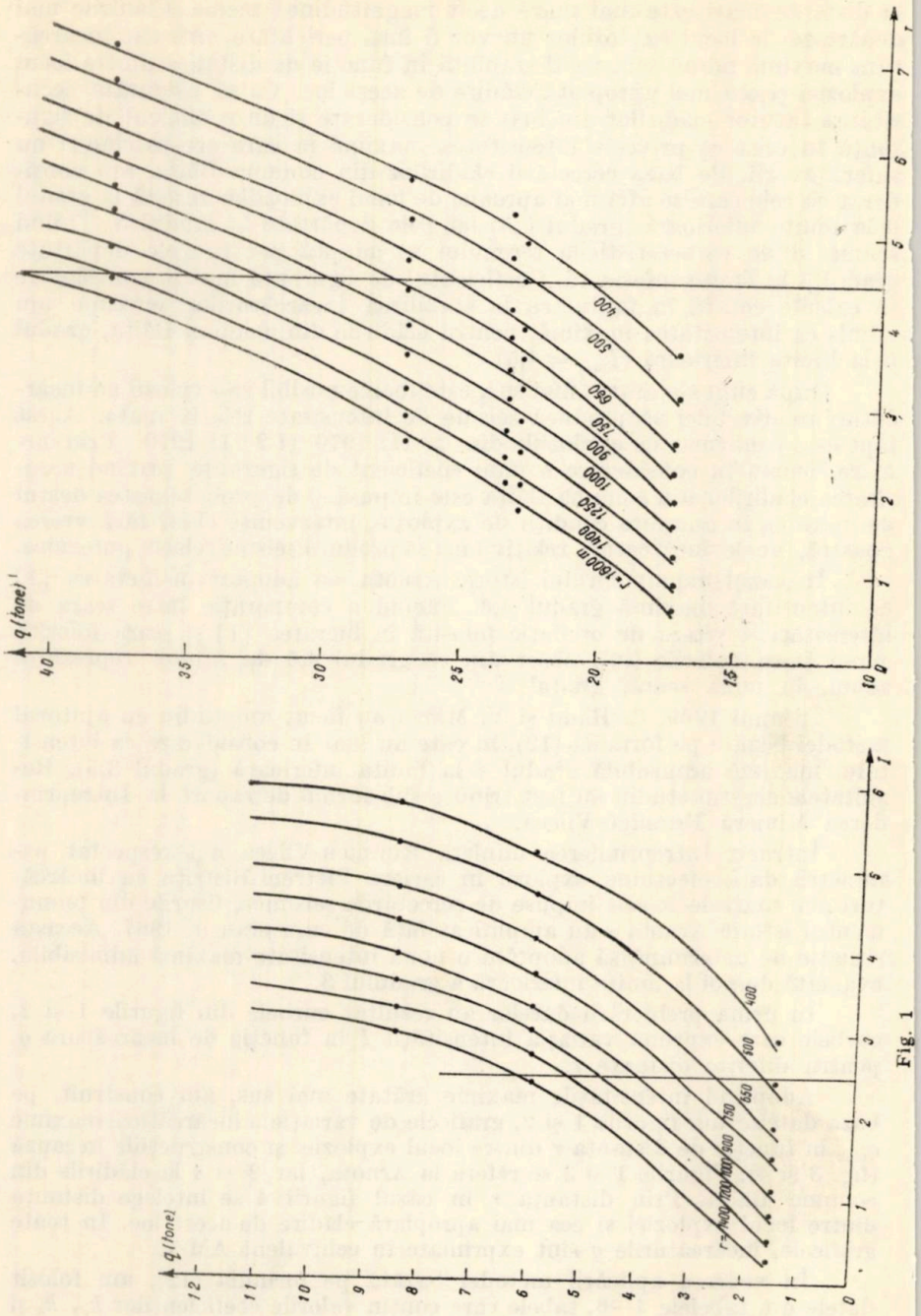


Fig. 1

k_t. În cele ce urmează prezentăm rezultatele obținute cu ajutorul acestei metode pentru exploziile din cariera Măgulicea-Crăciunești.

Pentru coeficientul ce caracterizează exploziile s-a luat în considerare valoarea $k_e = 1{,}0$, întrucît este vorba de explozii instantanee produse în cariere (exploatare la suprafață).

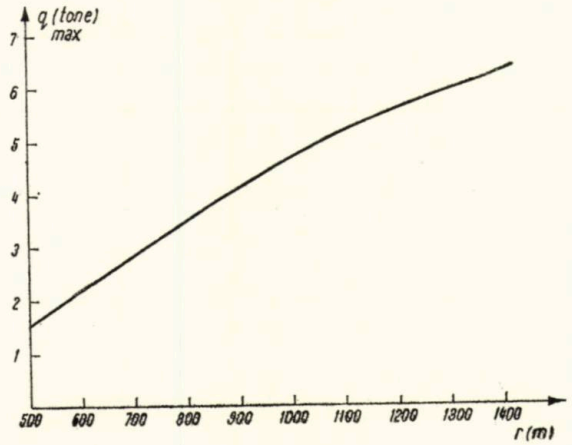


Fig. 3

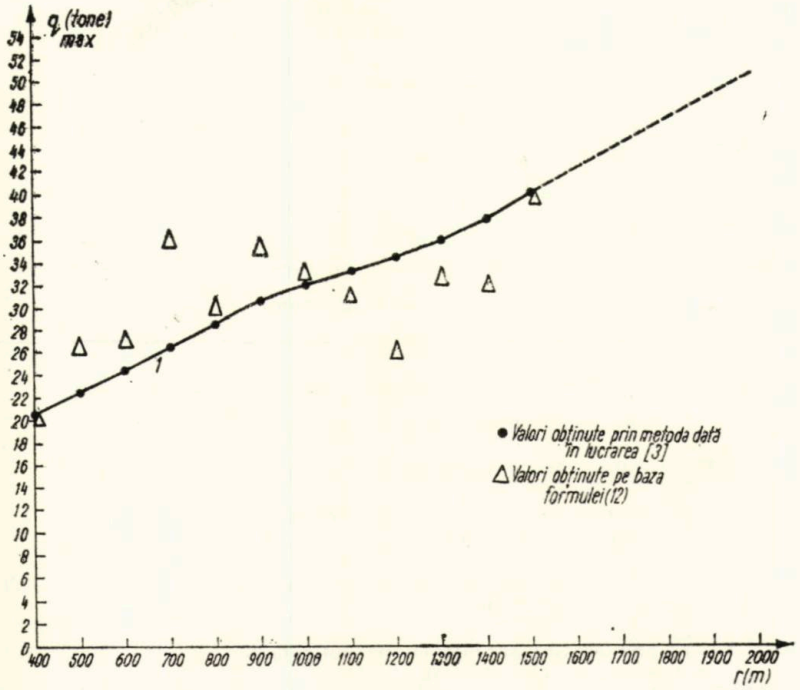


Fig. 4

Întrucît caracteristicile terenului şi ale construcţiilor din comuna Băiţa variază cu distanţa faţă de locul exploziei, nu se poate adopta cîte o singură valoare pentru coeficienţii k_c şi k_t. Clădirile mai apropiate rezistă, după cum s-a arătat mai sus, la gradul 5,5, ceea ce ne-a determinat să admitem $k_c = 1{,}3$. În ceea ce priveşte clădirile mai depărtate de locul

Tabela 4

Tipul exploziei	Tipul exploatării	k_e
Explozie instantanee	Exploatare la suprafaţă	1,0
	Exploatare combinată	0,91
	Exploatare subterană	0,72
Explozie întîrziată	Exploatare la suprafaţă	0,80
	Exploatare combinată	0,83
	Exploatare subterană	0,63

Tabela 5

Starea clădirii	I_a (grade)	k_c
Satisfăcătoare	6	1,0
Prezintă deformaţii	5	1,6
Veche	4	2,5

Tabela 6

Nr. crt.	Tipul şi calitatea terenului	k_t
1	Roci stîncoase, compacte	0,5
2	Roci stîncoase, fisurate	0,7
3	Roci semistîncoase (marne, gresii, gipsuri etc.)	0,8
4	Terenuri grezoase şi argiloase cu ape subterane la adîncime mai mare de 10 m	1,0
5	Terenuri grezoase şi argiloase cu ape subterane la adîncime de 5—10 m	1,2
6	Terenuri grezoase şi argiloase cu ape subterane la adîncime mai mică de 5 m	1,4
7	Terenuri mlăştinoase şi cu zăcăminte de turbă	1,8

Tabela 7

k / r(m)	q_{max} (tone)							$q_{max,m}$ (tone)
	k_e=1,0 k_c=1,3 k_t=0,7	1,0 1,3 0,8	1,0 1,3 1,0	1,o 1,3 1,2	1,0 1,3 1,4	1,0 1,6 1,2	1,0 1,6 1,4	
300	9							—
400	24	16						20,0
500	40	26	14					26,7
600		44	24	14				27,3
700		73	37	22	14			36,5
800			56	32	22	10		30,0
900			80	46	30	13	8,5	35,4
1 000				60	42	18	12	33,0
1 100					55	24	15	31,3
1 200						32	20	26,0
1 300						40	25	32,5
1 400							32	32,0
1 500							40	40,0

exploziei s-a admis că acestea pot rezista la gradul 5, deci $k_c = 1{,}6$. Variaţia caracteristicilor terenului cu distanţa faţă de locul exploziei ne-a determinat să admitem pentru coeficientul k_t valori cuprinse în intervalul 0,7—1,4.

În urma prelucrării datelor au fost obţinute valorile încărcăturii maxime admisibile q_{max} prezentate în tabela 7.

Întrucît nu se poate admite o variaţie continuă a caracteristicilor terenului şi clădirilor, s-a lucrat admiţînd o variaţie în trepte (tabela 7). În ultima coloană a tabelei 7 sînt prezentate valorile medii ale încărcăturii q_{max}. Aceste valori sînt reprezentate în figura 4 alături de cele obţinute prin metoda dată în lucrarea [3].

După cum se observă din figura 4, punctele corespunzătoare valorilor determinate prin metoda bazată pe formula (12) prezintă o dispersie relativ mare. Aceasta este cauzată de variaţia în trepte adoptată la alegerea valorilor pentru coeficienţii k_c şi k_t (tabela 7).

Am constatat de asemenea că pentru cazul în care caracteristicile terenului şi ale clădirilor nu variază cu distanţa faţă de locul exploziei sau mai bine spus pentru una şi aceeaşi construcţie (cum este cazul Arnotei), metoda bazată pe formula (12) conduce la o variaţie mai rapidă a încărcăturii q_{max} în funcţie de distanţa r dintre locul exploziei şi clădirea respectivă decît variaţia stabilită prin metoda elaborată de noi. Aceasta este cauzată de deosebirile ce există între cele două metode în ceea ce priveşte baza lor fizico-matematică.

Riscul pe care îl presupune variația prea rapidă a încărcăturii maxime admisibile cu distanța față de punctul de explozie, precum și dificultatea alegerii unor coeficienți care să caracterizeze cît mai bine terenul și construcțiile fac să fie preferată metoda elaborată în lucrarea [3] înaintea aceleia bazată pe formula (12).

În ceea ce privește distanța minimă necesar de respectat între punctul de explozie și cea mai apropiată construcție considerăm că aceasta trebuie să fie de 500 m în cazul carierei Măgulicea-Crăciunești și 600 m în cazul carierei Pietreni-Bistrița.

La cariera Pietreni-Bistrița situația se complică relativ mult, întrucît încărcăturile maxime admisibile de exploziv sînt prea mici pentru a satisface nevoile producției. Se prevede ca în anii următori producția de calcar de la această carieră să crească la dublu sau chiar triplu.

Întrucît încărcăturile maxime admisibile stabilite mai sus nu vor putea satisface nevoile producției, recomandăm fie abandonarea carierei Pietreni-Bistrița și deschiderea unei alte cariere, așa cum s-a propus, de altfel, în articolul apărut în revista Magazin Istoric [9], fie experimentarea metodei de producere a exploziilor prin microîntîrziere, metodă care va conduce în mod sigur la creșterea încărcăturilor maxime admisibile. Rămîne numai de văzut dacă această creștere va satisface nevoile producției de la cariera Pietreni-Bistrița.

Primit la redacție la 7 noiembrie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. D. Enescu, C. Radu, *Determinarea efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota*, St. cerc. geol., geofiz., geografie, Seria geofizică, **6**, *1* (1968).
2. D. Enescu, C. Radu, V. Steflea, *Studiul efectului seismic al exploziilor din cariera Crăciunești (Măgulicea) asupra clădirilor din comuna Băița*, St. cerc. geol., geogr., geofiz., Seria geofiz., **7**, *2* (1969).
3. D. Enescu, *O metodă de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor*, St. cerc. de geol., geogr., geofiz., Seria geofiz., **6**, *1* (1968).
4. S. V. Medvedev, G. A. Liamzina, *Seismiceskii effect vzrtvov na rudnike*, Tr. Inst. Fiziki Zemli, 21; 188 (1962).
5. S. V. Medvedev, *Seismika gornîh vzrtvov*, Izdatelstvo „Nedra", Moskva, 1964.
6. C. Radu, *Calibrarea aparaturii pentru mari deplasări*, St. cerc. geol., geogr., geofiz., Seria geofiz., **6**, *1* (1967).
7. V. T. Arhanghelski i dr., *Apparatura i metodika nabliudenii na seismiceskih stanțiiah SSSR*, Izd. AN SSSR, Moskva, 1962.
8. V. Tobyáš, *The Choise of Galvanometers for Electromagnetic Seismographs*, Geophysikalni Sbornik, 1962.
9. Nicolae Nicolaescu, *Furia pietrelor de la Arnota*, Magazin Istoric, **IV**, *11* (44), 37—39, noiembrie, 1970.

ORIGINEA CÎMPULUI AEROELECTRIC (II) – CAUZELE CÎMPULUI ŞI ALE VARIAŢIILOR SALE UNIVERSALE DIURNĂ ŞI ANUALĂ

DE

AL. GRIGORIU

Universitatea Bucureşti, Facultatea de fizică, str. Academiei nr. 14

În articolul precedent (Grigoriu, 1969) am demonstrat că la o staţie S, dintr-o mică arie senină, componenta „legată" a cîmpului aeroelectric $E_S = -4\pi\sigma_S > 0$, determinată prin influenţă electrostatică de la ansamblul planetar al dipolilor noroşi, este partea principală a cîmpului aeroelectric total la sol $E_0 = E_S + E_P$.

În articolul de faţă, componenta „liberă" $E_P = -4\pi\sigma_P > 0$, datorită sarcinei negative proprii a globului terestru, va fi discutată în cadrul unei noi concepţii asupra electricităţii atmosferice, concepţie care ne va permite şi explicarea variaţiilor universale ale cîmpului.

A. FORMULAREA UNEI NOI CONCEPŢII ASUPRA CÎMPULUI AEROELECTRIC ŞI A CAUZELOR SALE

1. *Convecţia. Efecte. Maximul şi minimul convecţiei deasupra continentelor şi oceanelor.* Drept cauză primară a cîmpului aeroelectric considerăm un fenomen ne-electric, *convecţia*, la scară locală şi planetară, cu efectele ei :

— *efectul direct* : apariţia norilor convectivi dipolari, şi

— *efectul indirect* : transportul vertical al aerului, ascendent şi descendent, în special evacuarea în altitudine a stratului atmosferic de la sol şi, prin aceasta, depolarizarea mecanică a globului. La depolarizare contribuie de asemeni şi turbulenţa.

Este de o evidenţă banală faptul că deasupra continentelor maximul convecţiei se manifestă în primele ore ale după-amiezei, iar minimul în ultimele ore ale nopţii.

Deasupra oceanelor se întîmplă însă exact invers (defazare 12 ore faţă de continente) : maximul convecţiei se realizează în primele ore după miezul nopţii (Hann-Süring, 1939, p. 423), iar minimul convecţiei în cursul

după-amiezei, din cauză că temperatura apei rămîne cvasi-constantă în 24 ore (Chromov, 1940, p. 115—118 şi Godske et al., 1957, fig. 4.42.1), în timp ce aerul din altitudine se răceşte apreciabil în timpul nopţii prin radiaţie prin fereastra spectrală din infraroşu (Adel, 1949).

Diferenţa dintre continente şi oceane, în ceea ce priveşte regimul diurn al convecţiei, este de importanţă capitală pentru explicarea variaţiei universale diurne a cîmpului aeroelectric.

2. *Diferenţe între regimul convecţiei, al norilor convectivi şi al dipolilor lor.* Regimurile convecţiei, al norilor convectivi şi al dipolilor noroşi trebuie să fie considerate separat.

Convecţia este controlată de relaţia dintre temperatura suprafeţii solului (sau oceanului) şi distribuţia temperaturii aerului în altitudine obţinută prin radiosondaj. Pe continente convecţia progresează în general în cursul zilei, pînă ce atinge maximul de după-amiază.

Apariţia şi dezvoltarea *norilor convectivi* este controlată, în plus, şi de umezeala aerului ascendent. Umezeala stratului de aer de la sol variază datorită evaporaţiei şi amestecului turbulent sau convectiv cu stratele superioare, în general mai puţin umede. În consecinţă o convecţie iniţială slabă, în aer umed, poate conduce la o puternică dezvoltare a norilor convectivi, în timp ce o convecţie intensă în aer uscat conduce la nori mult mai puţin dezvoltaţi. De asemenea, insistăm asupra faptului că dezvoltarea norilor convectivi este întrucîtva întîrziată ($\sim$ 1 oră) faţă de convecţia însăşi.

La rîndul ei, *dezvoltarea dipolilor noroşi* este întîrziată cu 1—2 ore faţă de maximul dezvoltării norilor, din cauză că separarea gravitaţională a sarcinilor (Frenkel, 1944, 1946, 1947, 1949 şi alţii) necesită un interval de timp suplimentar. Sînt bine cunoscute furtunile de seară, ca fenomen care evidenţiază întîrzierea regimului electric faţă de regimul dezvoltării norului.

3. *Procese troposferice de separare a sarcinilor.* Procesele *primare* de separare a sarcinilor sînt exclusiv troposferice:

— în nori;

— la suprafaţa oceanului planetar şi deasupra stratului de zăpadă.

Convecţia, sau alunecarea ascendentă a aerului de-a lungul suprafeţelor frontale, pot transporta ocazional sarcini electrice cel mult pînă în stratosferă, însă niciodată mai sus.

4. *Sarcina atmosferică pozitivă este distribuită în volum în atmosfera joasă.* În consecinţă, şi în acord cu măsurătorile făcute de Imianitov, Chubarina (1964, 1965 a, b), considerăm că *sarcinile pozitive care compensează sarcina negativă a Pămîntului* sînt distribuite *în volum* în atmosfera joasă (troposferă şi stratosferă). Pînă acum nu există nici o evidenţă experimentală pentru a plasa *aceste* sarcini în ionosferă. Teoria condensatorului sferic aerian nu mai poate fi susţinută (pentru alte cîteva dificultăţi a se vedea Dolezalek, 1967, 1968).

Rezultatele lui Whipple Jr. (1965, fig. 8—9, p. 136—7 şi fig. 2, p. 147) indică un minimum bine marcat, atît al purtătorilor pozitivi, cît şi al acelora negativi, la 40—62 km sau la 70—85 km, sau minime ale purtătorilor pozitivi la 57—67 km sau 70—83 km. Aceste minime demonstrează o disjuncţie fenomenologică totală între atmosfera joasă şi aceea înaltă. Creşterea densităţii purtătorilor pozitivi între 60—80 km, deci

deasupra minimului lor net, semnalat mai sus, apare aşadar ca un efect ce ţine de fizica ionosferei, deci *necorelat* cu separaţia troposferică de sarcini şi, în consecinţă, *nici cu sarcina negativă a Pămîntului.*

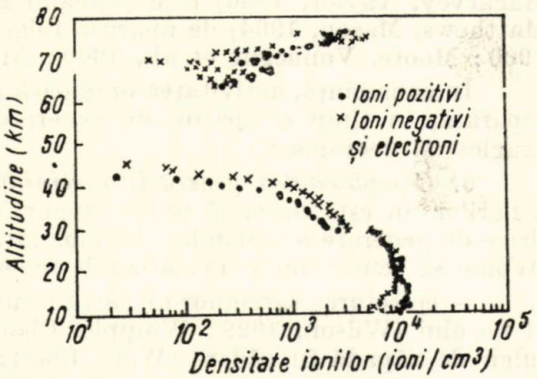


Fig. 1. — Densităţile particulelor încărcate la Churchill, Canada.

O analiză atentă a figurei 8 a lui Whipple, pe care o reproducem (fig. 1), arată un acord complet cu concepţia noastră :

— în stratul de sub nivelul de 30 km, pînă la nivelul de 10 km de la care au început măsurătorile, există un exces de ioni pozitivi de origine troposferică, cari sînt chiar de mai multe ori mai numeroşi decît ionii negativi ;

— la 30 km apare o marcată discontinuitate şi anume : mai sus de 30 km purtătorii negativi sînt aceia care devin preponderenţi, probabil ca un efect de electrod, pînă la *cvasi-dispariţia ambelor specii* de purtători la 40—60 km ; deficitul de purtători negativi, semnalat la baza ionosferei (fig. 8—9), pledează pentru existenţa efectului de electrod dirijat spre stratele inferioare.

5. *Distincţie între dezvoltarea dipolului noros şi dezvoltarea condiţiilor pentru apariţia fulgerului.* Într-un nor convectiv dezvoltarea dipolului este o condiţie necesară, dar nu şi suficientă, pentru apariţia fulgerului. Fulgerul necesită prezenţa unui cîmp intens şi/sau conductivitate convenabilă, dar nu o valoare mare a dipolului. Ţinînd seama că procesele de micro- şi macro-separare a sarcinilor depind în principal (dar nu exclusiv) de fizica gheţii şi de însuşi actul convecţiei (Grenet, 1947 ; Vonnegut, 1955, 1965 ; Vonnegut et al., 1958, 1962 ; Moore, 1965), dipolii norilor convectivi pot apare în toate anotimpurile, deci aproape în aceeaşi măsură iarna şi în regiunile polare, pe de o parte, vara şi în brîul tropical-ecuatorial, pe de alta. O împrăştiere spaţială mare a ambelor sarcini conduce la cîmpuri slabe, astfel încît s-ar putea să nu apară fulgerul. Pentru acesta se pare că este necesar un fenomen supra-adăugat, cum ar fi declanşarea precipitaţiilor în interiorul norului (ecoul radar caracteristic pentru precipitaţii : Reynolds, Neil, 1955 ; Reynolds, Brook, 1956 ; Moore et al., 1958 ; Vonnegut et all., 1959 ; Israël, II, 1961, p. 277 ; Battan et al., 1963 ; Workman, 1965 ; etc.) sau efectul Dinger-Gunn (1946) de electrizare la topirea fulgilor, care să determine o separare suplimentară de sarcini (Magono, Kikuchi,

1963, 1965 ; Kikuchi, 1965 a, b, c ; Matthews, Mason, 1963 ; Dinger, 1965 ; Mc Cready, Proudfit, 1965 ; Drake, 1968) şi care astfel să facă posibil fulgerul.

În interiorul norilor de apă, ruperea picăturilor (Lenard, 1892 ; Magarvey, Taylor, 1956) este probabil responsabilă (Gott, 1933, 1935 ; Matthews, Mason, 1964) de apariţia fulgerului (Foster, 1950 ; Pietrowski, 1960 ; Moore, Vonnegut et al., 1960 ; Alpert, 1964).

În consecinţă, activitatea oragioasă planetară trebuie să fie categoric separată, în timp şi spaţiu, de generarea planetară a dipolilor noroşi, oragioşi şi neoragioşi.

6. *Complexitatea generării sarcinilor în nori.* Polaritatea normală a norilor nu este datorită unuia singur, ci mai multor fenomene microfizice de generare a sarcinilor. În plus faţă de acelea menţionate mai sus, trebuie să semnalăm şi următoarele fenomene :

— colectarea sarcinilor de către picăturile care cad în cîmpul electric al norului (Wilson, 1929 ; Whipple, Chalmers, 1944 ; etc.) sau de către fulgii de zăpadă în cădere (Wall, 1948) ;

— transferul sarcinei de la picăturile mai mici la picăturile mai mari cu care se pot ciocni (Gunn, 1965) fără se se asocieze ;

— coalescenţa picăturilor (Shishkin, 1965) ;

— colectarea sau pierderea sarcinilor prin difuzie (Frenkel, loc. cit. ; Gunn, 1935, 1954 ; Phillips, Gunn, 1954 ; Abbas, Latham, 1967 ; etc.) ;

— ciocnirea dintre granulele de mazăriche moale şi cristalele fulgilor (Workman, Reynolds, 1948, 1949, 1950 ; Workman et al., 1954 ; Reynolds, 1954, 1955 ; Reynolds et al., 1957 ; Brook, 1958, 1965 ; Magono, Takahashi, 1963 a, b ; Magono, Shiotsuki, 1964 ; Scott, Hobbs, 1968 ; etc.) fenomen prin care ghiaţa mai caldă sau mai contaminată cu impurităţi devine negativă ;

— separarea sarcinilor prin împrăştierea sau aşchierea picăturilor subrăcite, în cursul îngheţării (Workman, Reynolds, 1950 ; Latham, Mason, 1961 a, b, 1962 ; Mason, 1965, 1968 ; Mason, Maybank, 1960 ; Kachurin, Bekryayev, 1960, 1968 ; Takahashi, 1962 ; Evans, Hutchinson, 1963 ; Stott, Hutchinson, 1965 ; Brownscombe, Hallet, 1967 ; Johnson, 1968 ; etc.)

Aceste ultime două fenomene sînt datorite separării sarcinilor sub influenţa unui gradient de temperatură în interiorul gheţii.

Precumpănirea unuia sau altuia din aceste fenomene, sau a unui grup din ele, este fără îndoială controlată de condiţiile fizice instantanee din interiorul norului şi variază cu stadiul de evoluţie a norului.

Schema lui Wilson (1920) : sarcini pozitive în partea superioară a norului, sarcini negative în partea inferioară, este astăzi o evidenţă experimentală (Simpson, Scrase, 1937 ; Simpson, Robinson, 1940 ; Gish, Wait, 1950 ; Malan, 1952 ; Tamura, 1955 ; Kasemir, 1965 ; etc.). Norii stratus manifestă aceeaşi distribuţie a sarcinilor (Chalmers, 1958 ; Reiter, 1958 ; Imianitov, Chubarina, 1965 c). Sarcina pozitivă suplimentară, de la baza norului oragios, apare numai în coloana de precipitaţii în curs de topire.

7. *Evaporarea ionică a picăturilor sau cristalelor de apă pură.* Picăturile sau cristalele (zăpadă) de apă pură evaporă un exces de ioni negativi. Teoria a fost elaborată de Frenkel (1944, 1947, 1949) şi Gunn (1954).

Controlul experimental privind evaporarea ionică negativă este datorit lui Mühleisen (1958) pentru picături şi apa de la sol şi lui Bent, Hutchinson (1965) pentru stratul de zăpadă în topire şi evaporare.

Picăturile de apă pură trebuie să se evapore în două stadii ionice (Grigoriu et al., 1958 c). În cursul primului stadiu sînt evaporate sarcini negative şi picătura devine pozitivă, pînă ce este atinsă sarcina maximă (Frenkel, Gunn, loc. cit.) permisă de temperatura ei şi mobilitatea ionilor din aer. În cursul celui de al doilea stadiu sarcina pozitivă astfel obţinută este la rîndul ei evaporată, pînă la dispariţia picăturii. Această imagine este în foarte bun acord cu măsurătorile de laborator ale lui Schlarb (1940) şi Mühleisen (1958, tabela II).

8. *Picăturile sau cristalele de apă în curs de condensare devin negative.* În timpul condensării, picăturile sau cristalele devin negative, din cauza mobilităţii mai mari a ionilor negativi care sosesc pe elementul condensat. Evidenţa experimentală este datorită lui Phillips, Gunn (1954). În interiorul norilor, sedimentarea gravitaţională poartă elementele negative către baza norului şi, în consecinţă, în jumătatea superioară este părăsit un exces de sarcină pozitivă necompensată. Pînă la urmă, această sarcină este parţial ataşată de particulele norului. Prin această separare mecanică a sarcinilor, generarea dipolului noros apare ca un fenomen întîrziat faţă de dezvoltarea convecţiei însăşi.

9. *Evaporarea ionică a sarcinilor pozitive de către soluţiile saline şi apa oceanului.* Soluţiile saline ale apei, precum este apa marină, determină o inversare a semnului sarcinilor evaporate, care devin pozitive. J. J. Thomson, G. P. Thomson (II, 1933, p. 285—289) semnalează inversarea semnului atît la barbotarea aerului prin apă impurificată, cît şi la ruperea picăturilor saline (Lenard, 1898). Rezultă că la suprafaţa oceanului planetar ionii pozitivi sînt aceia care părăsesc globul (Grigoriu, 1958 b). Pămîntul capătă prin aceasta sarcini negative, iar stratul atmosferic inferior sarcini pozitive. Turbulenţa şi convecţia depolarizează mecanic globul, facilitează evaporarea ionică pozitivă şi deci contribuie indirect la variaţia componentei „libere" E_P a cîmpului aeroelectric. Evidenţa experimentală, rezultînd din măsurătorile lui Herovanu (1939), va fi discutată mai jos.

10. *Ejectarea sarcinilor pozitive la suprafaţa oceanului planetar, prin efect Blanchard.* Efectul Blanchard (1959, 1961, 1963, 1965, 1966 b; cu Woodcock, 1957), consistînd din ejectarea picăturilor pozitive prin spargerea bulelor la suprafaţa oceanului planetar, trimite sarcini pozitive în stratul atmosferic de deasupra oceanului şi sarcini negative „libere" pe suprafaţa globului, întocmai ca şi evaporarea ionică, avînd prin aceasta o importantă contribuţie la componenta „liberă" a cîmpului $E_P = -4\pi\sigma_P$.

Măsurătorile lui Herovanu (1939, litoralul Mării Negre), Blanchard (citat mai sus, insulele Hawaii) şi Mühleisen (1959, 1962, coasta Mării Nordului) au semnalat o importantă sarcină spaţială pozitivă adusă de briza de mare. Din măsurătorile lui Herovanu, făcute cu un aparat Ebert pentru ioni mici, la staţia Mangalia, rezultă că raportul n_+/n_- a crescut, de la valoarea medie de 1,54, la 1,92 în briza de mare. Dar valorile au fost : 1,69 în briza de pe mare agitată şi mult mai mare (1,97) în briza

de pe mare calmă. Ţinînd seama că măsurătorile lui Aselmann (1906) (citat de Thomson, Thomson, II, 1933, p. 287) asupra ruperii picăturilor saline (soluţie NaCl 2%) semnalează atît ioni negativi (mobilităţi între 4 şi 0,0019 $cm^2/V.$ sec) cît şi ioni pozitivi (mobilităţi între 0,088 şi 0,00034 $cm^2/V.$ sec), trebuie să conchidem că contribuţia efectului Blanchard (mai ales ioni mari) a scăpat în mare măsură măsurătorilor lui Herovanu (sensibilitatea aparatului pînă la 0,1 $cm^2/V.$ s). Cu toate acestea, rezultatele sale arată că contribuţia evaporării ionice pozitive (ioni mici), de pe suprafaţa mai caldă a mării calme, este un fenomen important, probabil la fel de important ca şi efectul Blanchard.

La scară planetară aceste două fenomene contribuie amplu, deasupra suprafeţei oceanice, la sarcina pozitivă a atmosferei şi la sarcina negativă a Pămîntului conductor. Valoarea de 450 A, dată de Blanchard (1965) pentru curentul planetar corespunzător, reprezintă, după opinia noastră, o subevaluare, dacă ne amintim, pentru comparaţie, marea densitate de sarcini negative evaporate (5500 e/cm^3), persistentă la orice viteză de vînt, deasupra stratului de zăpadă în topire (Bent, Hutchinson, 1965).

Alte două fenomene, semnalate tot de Blanchard (1965, 1966 a), şi anume :

— ejecţia aerosolului salin pozitiv la contactul dintre lava fierbinte şi apa mării, şi

— sarcinile pozitive purtate de materialele erupţiilor vulcanice, reprezintă de asemenea o sursă pentru sarcina negativă a Pămîntului.

11. *Procesele de încărcare negativă a globului sub dipolul noros.* Sub dipolii noroşi apar mari densităţi superficiale pozitive, distribuite la suprafaţa Pămîntului pînă la linia de zero (6—10 km de la axul dipolului). Prin descărcări prin vîrfuri în aer trec sarcini pozitive, iar globul se încarcă cu sarcinile negative corespunzătoare. Convecţia, care cauzează apariţia dipolului noros şi prin aceasta contribuie direct la componenta „legată" E_S în zonele senine, depolarizează stratul atmosferic de la suprafaţa Pămîntului, de sub dipolul noros, şi facilitează, pe aceasta a doua cale, încărcarea negativă a globului şi deci manifestarea componentei „libere" E_P cu caracter planetar.

La acest fenomen contribuie de asemenea curentul negativ de conducţie de la baza norului către Pămînt.

În cazul norilor oragioşi, trebuie să adăugăm şi contribuţia trăsnetului, predominant negativă.

12. *Procese troposferice de încărcare pozitivă a atmosferei.* Din cauză că sarcina inferioară negativă a dipolului noros este parţial distrusă de curentul pozitiv ascendent determinat de descărcările prin vîrfuri sub dipol, de curentul negativ descendent de conducţie şi de trăsnetele spre sol, după disiparea norului rămîne în atmosferă un exces de sarcină pozitivă necompensată. La aceasta contribuie amplu şi importanta sarcină pozitivă ejectată în atmosferă prin spargerea bulelor şi prin evaporare ionică pe suprafaţa oceanului planetar.

În consecinţă, trebuie să întîlnim în troposferă nori invizibili sau straturi de sarcină spaţială, predominant pozitivă şi vastă, dar uneori posibil şi negativă. Unele sondagii ca acelea a lui Vonnegut et al. (1957,

Oceanul Atlantic) sau Clark (1958, Kansas) au întîlnit sarcini de ambele semne. Dar Imianitov, Chubarina (1964) au arătat că *sarcina pozitivă atmosferică este plasată în coloana de aer pînă la 6000* m, iar *partea ei principală în coloana 500—3500* m, deci exact în stratul unde este sediul activității nimbogenetice principale.

Evidență a existenței norilor troposferici invizibili de sarcină spațială sînt și fulgerele ascendente (Boys, 1926; Malan, Schonland, 1947, 1951; Sourdillon, 1952; Aliverti, 1955; Petrosellini, Gazzola, 1962; etc.) precum și trăsnetele pe avion pe cer complet senin (Baskin, 1952), sau în absența norilor oragioși în vecinătate (Meteorological Office, 1950; Harrison, 1965).

13. *Regimul în stratul turbulent. Alterarea valorilor cîmpului la sol.* Stratul limită planetar de turbulență din apropierea solului are un regim special. Sagalyn, Faucher (1954, 1956) și Sagalyn (1958) au găsit o bruscă discontinuitate electrică la limita superioară a stratului: densitatea ionilor mari (N_+) descrește puternic, iar conductivitatea crește în altitudine. Semnul și mărimea sarcinei spațiale sînt variabile (Vonnegut et al., 1957; Clark, 1958; Israël, II, 1961, Tabelele 31, 32, 33). Ocazional, în imediata vecinătate a solului, sînt măsurate mari densități negative (Obolensky, 1925, în August la Pavlovsk; Mühleisen, 1958, în cursul răsăritului, în ceață; Bent, Hutchinson, 1965, deasupra stratului de zăpadă în topire, în curs de evaporare).

Deși conductivitatea este mică în interiorul stratului limită de turbulență, în multe cazuri cîmpul nu este mai mare, ci mai mic decît deasupra stratului. Venkiteshwaran (1958) a găsit 20—30 V/m la sol, însă 200—300 V/m la 500 m (Poona, India).

Imianitov, Chubarina (1965 a) au găsit:

— La Leningrad, în zile noroase, la sol, o valoare ($\sim$ 60 V/m) mai mică decît la 500 m ($\sim$ 95 V/m, maximum);

— La Taşkent, în zile senine, în Septembrie, $\sim$ 30 V/m la sol, dar 125 V/m (maximum) la 500 m, iar în Iunie $\sim$ 70 V/m la sol, dar 160 V/m (maximum) la 1300 m.

În consecință, *valoarea de la sol* a cîmpului aeroelectric, *afectată de conductivitate și sarcina spațială a stratului de turbulență* (în cele mai multe cazuri pozitivă prin efect de electrod, dar posibil și negativă, pe continente, în apropierea solului, deasupra terenurilor umede sau cultivate și deasupra stratului de zăpadă), *nu este întotdeauna reprezentativă* pentru regimul planetar sau local al cîmpului aeroelectric.

14. *Probleme ale curentului de conducție vertical.* Pentru curentul vertical de conducție din zonele senine, curent care transportă sarcini pozitive de la atmosferă la pămînt și care ar trebui să rămînă constant în altitudine dacă teoria condensatorului sferic aerian ar fi veridică, Ruhnke (1966) a găsit, din 30 de radiosondagii, o densitate de curent $i = 1{,}2 \cdot 10^{-12}$ A/m^2, destul de constantă pînă la 21 km. Dar abaterea standard a fost 5% între tropopauză și stratul limită de turbulență, și 50% în cuprinsul acestuia din urmă.

Alte date mai vechi (Israël, II, fig. 242, 243) arată oarecare neregularitate și valori între 1 și $4 \cdot 10^{-12}$ A/m^2 la sol.

Totuşi, alte măsurători par să indice altă realitate. De exemplu, din datele lui Lugeon (Lugeon et. al., 1959, 1960; citat de Mühleisen, 1965, p. 28) noi am calculat curentul de conducţie i_+, care a rezultat astfel

z (km)	$i_+ = E\lambda_+(10^{-14}$ A/m^2)	
	Murchinson Bay	Payerne
0,007	151,3	—
0,490	—	273,6
1	173,6	301,8
3	125,7	269,7
5	116,5	153,1
10	143,6	131,6
15	206,7	219,8
20	413,0	328,9
25	72,0	—

Acest curent este departe de a fi constant în altitudine, iar variaţia lui

Murchinson Bay $413/116{,}5 \approx 3{,}5$
Payerne $328{,}9/131{,}6 \approx 2{,}5$

este cu totul în afara erorilor experimentale.

Constatăm că curentul manifestă un minim între 5 şi 10 km, şi creşte atît către sol cît şi către stratosferă. Aceste fapte sînt în totală contradicţie cu teoria condensatorului sferic. Ele semnalează un efect combinat al conductivităţii şi al sarcinei spaţiale (ioni mici) în atmosfera inferioară.

Valoarea de $72 \cdot 10^{-14}$ A/m^2 de la 25 km trebuie să fie întîmpinată cu circumspecţie. Dar, dacă măsurători directe ale densităţii de curent vertical vor confirma această puternică reducere în stratosfera superioară, acest fapt va fi o nouă dovadă că sarcina pozitivă atmosferică este plasată, în volum, în atmosfera inferioară.

15. *Surse pozitive de neutralizare.* Sarcina negativă a Pămîntului este neutralizată continuu de mai multe surse:

— curentul pozitiv de conducţie (descendent) în zonele senine, chiar pînă în proximitatea dipolilor noroşi (dar în afara liniei de zero care încercuieşte fiecare dipol);

— descărcarea prin vîrfuri, negativă (ascendentă), în aceleaşi zone;

— curentul de transport datorit precipitaţiilor: efectul pozitiv al ploii depăşeşte efectul negativ al ninsorilor (Magono, Kikuchi, 1963) la scară planetară;

— evaporarea ionilor negativi la suprafaţa stratului planetar de zăpadă.

16. *Atmosfera joasă rămîne constant pozitivă faţă de Pămînt*, din cauză că fenomenele de separare a sarcinilor în interiorul norilor şi la suprafaţa oceanului planetar sînt *primordiale*, pe cînd curenţii de neutralizare sînt numai *subsecvenţi*. Chiar dacă măsurătorile lui Pietenpol (1964) ar fi confirmate, adică chiar dacă sarcina Pămîntului ar fi pozitivă, atmosfera va rămîne mereu *mai pozitivă* faţă de Pămînt, fapt care explică constanţa

semnului cîmpului în zonele senine. Acest semn nu a fost niciodată inversat, cu excepţia efectului, tranzitoriu şi strict local, în ceaţă, la răsăritul soarelui (Mühleisen, 1958). Efectul este datorit sarcinei spaţiale negative din aerul de la suprafaţa Pămîntului, sarcină evaporată de particulele ceţii în primul lor stadiu de evaporare ionică.

17. *Nu există nici o distincţie cauzală între cîmpul normal şi perturbat.* În vecinătatea zonelor cu furtuni, valorile mai mari ale componentei legate, datorite în principal dipolilor apropiaţi, determină o mărire a cîmpului (cîmp pre-oragios pozitiv, densitate negativă), pînă cînd vreun dipol noros apropiat îşi deplasează linia de zero astfel încît să incorporeze staţia în aria ei intens pozitivă cu componentă legată negativă intensă. Prin acest fapt influenţa tuturor celorlalţi dipoli este depăşită şi cîmpul total îşi schimbă semnul trecînd la valorile negative oragioase.

În consecinţă, între cîmpul „normal" şi „perturbat" (pozitiv preoragios sau negativ oragios) nu există nici o distincţie cauzală, ci numai o problemă de oarecare distanţă convenţională faţă de dipolii apropiaţi. Avînd în vedere Tabela I din articolul nostru precedent, se observă că distanţa de 36 km faţă de orice dipol mediu asigură, din partea acestuia, o contribuţie la cîmpul „normal" pe cer senin mai mică decît 5% din influenţa sa perturbatoare maximă (+ 444 V/m). De asemenea, o rază de 56 km (Tabela II, loc cit.) a zonei senine sau eventual cu dipoli neglijabili, reprezintă o definiţie convenţională cantitativă a noţiunei de zonă senină (de timp frumos), componenta normală locală avînd libertatea de a varia de la o regiune la alta (121—485 V/m) odată cu variaţia densităţii normale locale a dipolilor existenţi dincolo de cercul de 55 km rază.

Atragem atenţia de asemenea că cîmpul „cvasi-local", reprezentînd contribuţia dipolilor existenţi în zona cuprinsă între 30′ — 2° şi 10° — 20° de la staţie, este partea principală a componentei legate de timp frumos în calota senină (loc. cit. Tabelele II şi III).

18. *Variaţia universală diurnă a cîmpului aeroelectric.* Variaţia universală diurnă Mauchly-Paramonov a cîmpului total apare în mod simplu ca un efect al regimului convecţiei, distinct între oceane şi continente, şi în acord cu distribuţia lor *în longitudine.* Convecţia planetară operează atît asupra componentei legate a cîmpului, cît şi asupra aceleia libere.

19. *Variaţia universală anuală a cîmpului aeroelectric.* Acelaşi regim al convecţiei, luînd în consideraţie şi rolul distanţei Soare — Pămînt (cantitatea de energie radiantă interceptată), al mărimii suprafeţelor oceanică şi continentală şi al stratului de zăpadă funcţionînd ca ecran anti — radioactiv, sînt împreună responsabile de variaţia anuală a cîmpului.

Ambele variaţii, diurnă şi anuală, vor fi discutate în amănunt în capitolele următoare.

20. *Cîmpul local şi cauzele care îl perturbă.* Conductivitatea aerului şi sarcina spaţială a stratului din imediata apropiere a solului sau a stratului limită de turbulenţă, împreună cu norii invizibili ['şi călători d sarcină spaţială (toţi aceşti factori fiind influenţaţi de amestecul — Austausch — turbulent şi convectiv, de concentraţia aerosolului şi conţinutul radioactiv al aerului şi de radioactivitatea solului) determină variaţia locală diurnă

a cîmpului. În consecinţă, valoarea cîmpului la sol nu-i întotdeauna reprezentativă, după cum au arătat măsurătorile citate în paragraful (13) de mai sus.

Deoarece conductivitatea aerului reprezintă poate cel mai important factor sistematic perturbator, o mai bună imagine a distribuţiei cîmpului pe glob, la sol, trebuie să se sprijine nu pe valorile brute, ci pe valorile cîmpului *corectate pentru conductivitate*, prin raportarea lor la cea mai mică valoare a conductivităţii măsurată pe Pămînt.

21. *Imposibilitatea unei analize numerice a cauzelor variaţiei. Posibilitatea unei corelaţii între valorile extreme ale cauzelor şi valorile extreme ale cîmpului.* Variaţia continuă a cîmpului depinde mai ales de variaţiile densităţilor superficiale liberă σ_P şi legată σ_S. Aceste densităţi pot fi scrise

$$\sigma_P = \bar{\sigma}_P + \delta\sigma_+ - \delta\sigma_-,$$

$$\sigma_S = \bar{\sigma}_S + \delta\sigma_L + \delta\sigma_E,$$

unde $\bar{\sigma}_P$, $\bar{\sigma}_S$ reprezintă valorile medii locale, $\delta\sigma_+$, $\delta\sigma_-$ contribuţiile curenţilor pozitivi şi negativi la sarcina planetară, $\delta\sigma_L$ variaţia locală a densităţii de sarcină superficială legată, iar $\delta\sigma_E$ variaţia acestei densităţi datorită regimului planetar al dipolilor noroşi deasupra Pămîntului.

În expresia densităţii totale

$$\sigma = \bar{\sigma}_P + \bar{\sigma}_S + \delta\sigma_L + (\delta\sigma_+ - \delta\sigma_- + \delta\sigma_E)$$

discernem un termen variabil, cu caracter planetar,

$$P = \delta\sigma_+ - \delta\sigma_- + \delta\sigma_E.$$

O analiză atentă a fiecărei variaţii inclusă în P ne conduce la concluzia că o estimare numerică este extrem de complicată şi, în stadiul actual al informării noastre prin măsurători la scară planetară, practic imposibilă.

În consecinţă, *variaţiile universale ale cîmpului*, diurnă şi anuală, pot fi analizate *numai prin coincidenţa* dintre *extremele cîmpului rezultate din observaţii şi extremele corespunzătoare ale cauzelor.*

Acest criteriu va fi utilizat în cele ce urmează.

B. ORIGINEA VARIAŢIEI UNIVERSALE DIURNE A CÎMPULUI AEROELECTRIC

1. Deasupra oceanelor, variaţia universală a cîmpului a fost stabilită de Mauchly (1921, 1923, 1926) (fig. 2); Ault, Mauchly (1926); Wait, Mauchly (1937), iar deasupra continentelor de Paramonov (1950 a) (fig. 3). Minimul diurn se manifestă la orele 3—4 GMT (timp solar mediu Greenwich), iar maximul la orele 18—19 GMT. Curba este deci disimetrică.

Aceiași independență de ora locală a fost găsită de mai mulți autori (Sverdrup, 1927 a, b ; Hoffmann, 1924 ; Dauvillier, 1938 ; Gish, 1940 ; Rouch, 1910, 1911 ; Simpson, 1914) deasupra teritoriilor polare, acoperite cu stratul de zăpadă și departe de sursele de poluare.

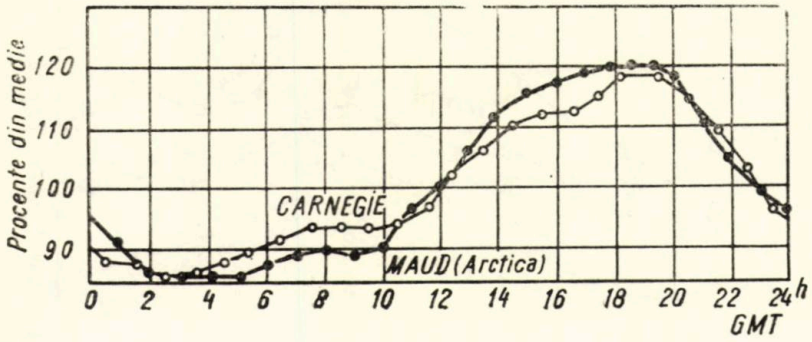


Fig. 2. — Variația universală diurnă a cîmpului aeroelectric pe oceane și în Arctica (Manchly, 1923 și Sverdrup, 1927 a)

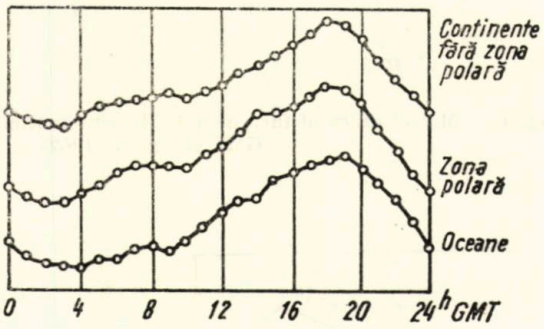


Fig 3. — Variația universală diurnă a cîmpului aeroelectric (Paramonov, 1950 a).

2. În cadrul explicației mai vechi, variația universală diurnă a cîmpului a fost corelată cu curba activității oragioase diurne planetare datorită lui Whipple, Scrase (1936), bazată pe statistica lui Brooks (1925). Norul de furtună apărea astfel ca un generator electric care încarcă Pămîntul cu electricitate negativă prin trăsnete, compensînd, prin aceasta, continua deperdiție de sarcină negativă pe care o provoacă curentul descendent pozitiv din zonele senine.

Dar statistica mai nouă a furtunilor, grupate pe anotimpuri (fig. 4), datorită lui *Krumm* (1962), bazată pe datele planetare publicate de Organizația Meteorologică Mondială (W.M.O., 1953, 1956), statistică comparată cu curbele sezoniere ale variației diurne a cîmpului deasupra oceanelor (Parkinson, Torreson, 1931, fig. 5) și cu variația anuală a cîmpului calculată de Paramonov (1950 b, — fig. 6), arată că amintita corelație între cîmp și furtuni nu mai poate fi susținută (Dolezalek, 1967, 1968) : în timpul iernii nordice cîmpul planetar este la maximum iar furtunile planetare la minimum ; în timpul verii nordice situația se inversează. Pe lîngă aceasta, curbele diurne ale furtunilor (Krumm) sînt de tipul bi-undă, în timp ce curbele cîmpului sînt de tipul mono-undă, mai ales în cursul iernii nordice. În plus, exact la ora 18 GMT cînd cîmpul planetar atinge maximul

său, curbele furtunilor trec printr-un minim secundar. Numai minimele principale diurne de la orele 3—4 GMT sînt în acord pe ambele tipuri de curbe.

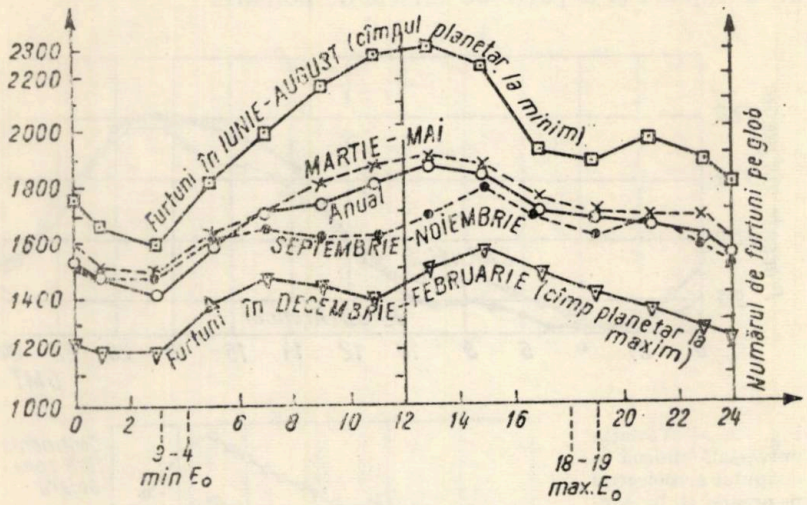


Fig. 4. — Mersul diurn al furtunilor în diferite anotimpuri, după ora universală GMT (Krumm, 1962).

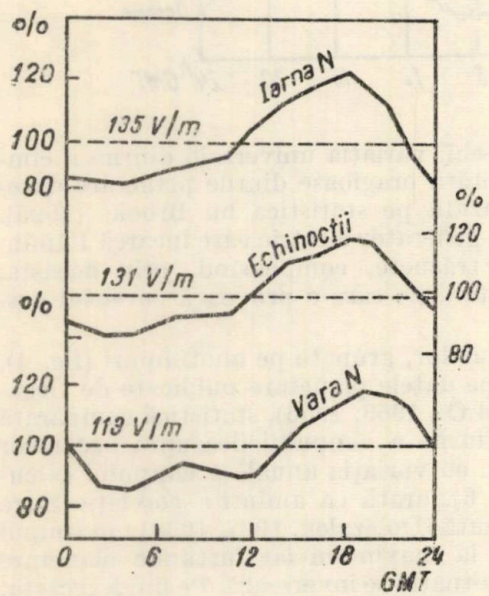


Fig. 5. — Mersul diurn (GMT) al cîmpului în diferite anotimpuri, pe oceane (Parkinson, Torreson, 1931).

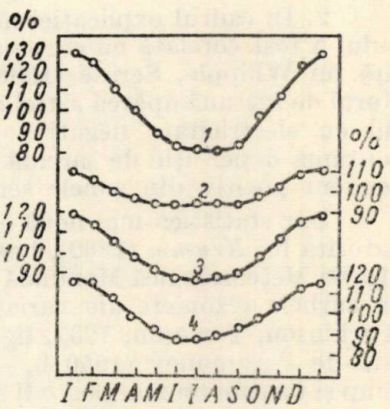


Fig. 6. — Mersul anual al cîmpului aeroelectric în procente din valoarea medie (Paramonov, 1950 b); 1— continente N; 2—continente S; 3— continente planetar; 4— oceanul planetar.

Considerăm deci că *variaţia universală diurnă a cîmpului* are o cauză mai complexă şi, în esenţă, *este o consecinţă a regimului planetar al convecţiei*, cu efectele ei directe şi indirecte, în strînsă dependenţă de *distribuţia în longitudine a continentelor şi oceanelor.*

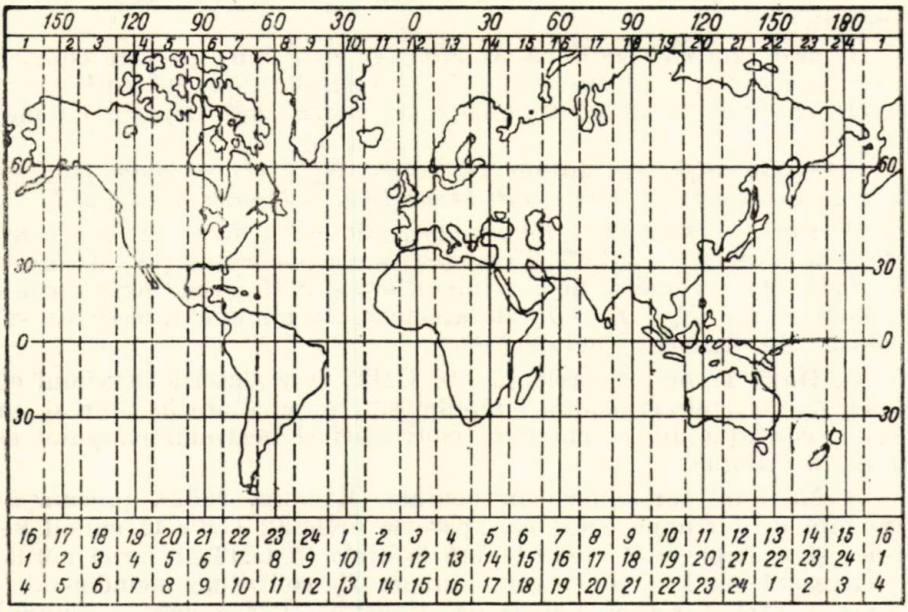


Fig. 7. — Repartiţia orelor locale pe glob la orele 03, 12 şi 15 GMT.

3. Într-adevăr, pe o hartă a Pămîntului (fig. 7) se poate vedea că, la minimul planetar al cîmpului (3—4 GMT), *convecţia oceanică* are următorul regim :

— Mijlocul Oceanului Pacific este la orele 16—17, timp local; în ansamblu acest Ocean se află între orele locale 13 şi 21, deci la minimul convecţiei. Aria lui ($180 \cdot 10^6$ km^2) depăşeşte cu puţin aria totală a uscatului ($150 \cdot 10^6$ km^2).

— Oceanul Indian ($75 \cdot 10^6$ km^2; 1/2 din aria uscatului) se află între orele locale 6 şi 10, deci tinzînd către minimul diurn al convecţiei.

— Oceanul Atlantic ($107 \cdot 10^6$ km^2; 2/3 din aria uscatului) se află între orele locale 24 şi 3, deci tinzînd către maximul convecţiei.

Ţinînd seama că excesul de $30 \cdot 10^6$ km^2 al Oceanului Pacific asupra uscatului, însumat cu aria Oceanului Indian, dă $105 \cdot 10^6$ km^2, deci exact aria Oceanului Atlantic, putem considera că efectele Oceanelor Indian şi Atlantic asupra convecţiei sînt compensate între ele.

În consecinţă, *convecţia oceanică planetară*, dirijată *numai de Oceanul Pacific, atinge minimul său diurn la orele 3—4 GMT.*

4. În ceea ce priveşte *convecţia continentală* la aceleaşi ore, constatăm următoarele :

— Eur-Africa ($41 \cdot 10^6$ km^2) se află între orele locale 3 şi 6, deci la minimul convecţiei continentale.

— Asia şi Australia ($52 \cdot 10^6$ km^2) se află între orele locale 7 şi 12, deci tinzînd către maximul de după amiază al convecţiei.

— America de Nord (exclusiv Alaska) se află între orele locale 19 şi 22, cînd convecţia este considerabil diminuată.

— America de Sud se află între orele locale 22 şi 24, cînd convecţia a încetat.

Considerăm că cele două Americi ($42 \cdot 10^6$ km), pe care convecţia practic a încetat, compensează Asia — Australia ($52 \cdot 10^6$ km^2) pe care convecţia a început să se manifeste, rămînînd încă departe de maximul ei.

În consecinţă, constatăm că şi *convecţia continentală planetară*, ghidată *numai de Eur-Africa, este la minimul ei la orele 3—4 GMT.*

5. Deci, *pe ansamblul Pămîntului*, minimul convecţiei planetare se realizează la orele 3—4 GMT. Prin aceasta efectele convecţiei, atît directe cît şi indirecte, trebuie să fie la minimul lor, şi deci cîmpul planetar la sol în zonele senine $E_0 = E_P + E_S$ de asemenea la minimum, ceea ce se şi constată din datele experimentale.

6. După 12 ore, la orele 15—16 GMT, se realizează maximul convecţiei, dar efectele ei asupra cîmpului sînt împrăştiate în timp şi, prin aceasta, corelaţia dintre maximul convecţiei şi maximul cîmpului este întrucîtva slăbită:

— Maximul furtunilor continentale (Krumm, 1962), precumpănitoare faţă de furtunile oceanice, apare la orele 12 GMT în cursul verii nordice şi se deplasează treptat pînă la orele 15 GMT în iarna nordică.

Această sursă a componentei libere E_P contribuie neîndoielnic la urcarea curbei variaţiei universale Mauchly—Paramonov a cîmpului planetar, dar are, la fel ca şi componenta liberă, o importanţă secundară.

— Maximele: evaporaţiei ionice şi efectului Blanchard pe oceane, precum şi al depolarizării globului, coincid cu maximul convecţiei (15—16 GMT) şi contribuie la rîndul lor la urcarea curbei variaţiei universalei. Totuşi, din cauză că componenta liberă E_P nu este partea principală, ci partea secundară a cîmpului, cîmpul total E_0 nu poate încă atinge valoarea sa maximă.

— Faţă de maximul convecţiei, maximul dezvoltării norilor convectivi este întrucîtva întîrziat ($\sim$ 1 oră), iar maximul dipolilor noroşi ceva mai mult (2—3 ore), împreună cu sursele corespunzătoare de încărcare negativă planetară: curentul ascendent pozitiv provenit de la descărcările prin vîrfuri şi curentul descendent negativ de la baza norilor către ariile de sub dipoli, pînă la liniile de zero respective. Aşadar, prin aceste efecte, atît componenta legată E_S, ca parte principală a cîmpului E_0, cît şi componenta liberă E_P, trebuie să contribuie la deplasarea maximului cîmpului către orele 17—19 GMT, fapt clar confirmat de curbele lui Mauchly (fig. 2) şi Paramonov (fig. 3).

— După acest maximum, slăbirea convecţiei, şi disiparea norilor convectivi cu dipolii lor, trebuie să determine coborîrea rapidă a curbei cîmpului, fapt clar vizibil pe curbele menţionate.

8. — Corelaţia dintre convecţie şi variaţia universală diurnă a cîmpului explică deci atît poziţia extremelor cît şi disimetria curbei cîmpului.

C – ORIGINEA VARIAȚIEI UNIVERSALE ANUALE A CÎMPULUI AEROELECTRIC

1. Din curbele (fig. 5) datorite lui Parkinson, Torreson (1931) obținute în croaziera vasului științific Carnegie pe oceanul planetar, ca și din curbele (fig. 6) datorite lui Paramonov (1950 b), ultimele referindu-se separat la ariile continentale N și S și la ariile planetare continentală și oceanică, se observă că variația universală anuală a cîmpului total E_0 prezintă un maximum în iarna N și un minim în vara N. Curbele planetare continentală și oceanică au aproape aceeași amplitudine anuală (32%), dar pe continentele nordice amplitudinea este 40% și numai 16% pe continente sudice.

2. Israël (II, 1961, p. 50–52) corelează simplu variația anuală cu distanța Soare–Pămînt, iar deosebirea dintre ariile continentale N și S cu variația anuală a conductivității și defazarea acesteia cu 6 luni între hemisferele N și S. Pe continentele nordice cauzele, planetară și locală, își însumează efectele, în timp ce pe continentele sudice aceste efecte se scad unul dintr-altul, astfel încî amplitudinea în N devine mai mare, iar amplitudinea în S devine mai mică decît media pe uscatul planetar.

Dar Israël nu explică care este fenomenul prin intermediul căruia distanța Soare–Pămînt influențează cîmpul.

3. În cadru imaginei sumare elaborată de Israël vom examina în amănunt aceste fapte, corelîndu-se cu *regimul convecției* și cu *cauzele variației conductivității*. Semnalăm de la început că, datorită inerției termice a Pămîntului, toate fenomenele sînt întîrziate cu 2–3 luni față de datele extremelor astronomice.

4. Cînd distanța Soare–Pămînt este maximă (*vara N, afeliu*), energia solară interceptată este minimă, convecția planetară la minim și deci cîmpul aeroelectric total la minimum.

5. Pe continentele din N stratul de zăpadă a dispărut, iar prin aceasta rolul radioactivității solului ca agent ionizator, precum și evadarea gazelor radioactive din solul cald, sînt la maximum. Evacuarea convectivă a aerosolului în altitudine este de asemenea la maximum. Prin aceasta conductivitatea aerului la sol atinge maximul său, deci valorile măsurate ale cîmpului la sol vor manifesta o micșorare suplimentară față de scăderea impusă de atenuarea planetară a convecției.

Convecția pe continentele nordice este totuși la maximum în sezonul de vară, fapt care atenuează scăderea cîmpului, dar nu poate depăși celelalte efecte negative asupra cîmpului.

6. Pe continentele din S este iarnă în cursul verii nordice. Evadarea gazelor radioactive din sol este frînată atît de temperaturile scăzute cît și de ecranul de zăpadă, ultimul împiedicînd și efectul ionizant al radioactivității solului. Evacuarea convectivă a aerosolului în altitudine scade. În consecință conductivitatea aerului este minimă, iar valorile măsurate ale cîmpului la sol mai mari decît în regimul mediu al conductivității.

Acest efect este întrucîtva atenuat de faptul că convecția de iarnă este mai slabă, dar cîmpul rămîne totuși ceva mai mare decît minimul planetar, prin efectul predominant al conductivității.

7. Cînd distanța Soare–Pămînt este mai mică (*iarna N, periheliu*) energia solară interceptată de Pămînt este maximă, convecția planetară la maximum și deci cîmpul total la maximum.

8. Pe continentele nordice: ecranul de zăpadă, temperaturile scăzute şi atenuarea evacuării convective a aerosolului în altitudine, toate acestea contribuie la reducerea conductivităţii şi, prin aceasta, la o creştere a valorilor măsurate ale cîmpului la sol, în plus deci faţă de creşterea datorită cauzelor planetare. Şi în acest caz efectul este uşor atenuat de slăbirea convecţiei pe continentele nordice în timpul iernii, dar toate celelalte cauze, planetară şi locală, precumpănesc, iar cîmpul atinge valoarea sa maximă în cursul iernii nordice, depăşind maximul planetar.

9. Pe continentele sudice este vară în timpul iernii nordice. Importantul efect al conductivităţii crescute determină o scădere a valorilor măsurate ale cîmpului şi, prin aceasta, creşterea planetară a cîmpului este atenuată, cu toată creşterea locală a convecţiei. Maximul anual al cîmpului este deci slab exprimat.

10. În consecinţă, cauzele locale (temperatura şi radioactivitatea solului, ecranul de zăpadă, radioactivitatea, conţinutul de aerosol şi conductivitatea aerului) îşi însumează efectele lor cu acelea ale cauzei planetare (convecţia), iar cîmpul manifestă o mare amplitudine anuală pe continentele din hemisfera N.

Pe continentele din hemisfera S cauzele locale îşi sustrag efectele lor din efectul convecţiei planetare şi de aceea amplitudinea anuală a cîmpului este mai mică decît media planetară.

11. Evaporarea ionică a sarcinilor negative deasupra stratului planetar de zăpadă în topire, fenomen atenuator al cîmpului local, dar şi al componentei libere E_P cu caracter planetar, este fără îndoială compensată în mare parte prin colectarea ionilor negativi, mai mobili, în cursul condensării vaporilor din aer pe stratul de zăpadă răcit puternic în timpul nopţilor de iarnă. Totuşi, deoarece în intervalele de timp centrate pe echinocţii topirea şi evaporarea de primăvară a zăpezii precumpăneşte mult faţă de condensarea vaporilor, ar fi posibil să se scoată în evidenţă un efect atenuator asupra cîmpului planetar şi local, mai ales în timpul primăverii sudice.

CONCLUZII

1. Procesele principale de separarea sarcinilor sînt numai troposferice: în nori şi la suprafaţa oceanului planetar.

2. Sarcina pozitivă atmosferică, compensatoare a sarcinei negative a Pămîntului, este distribuită în volum în atmosferă joasă.

3. În zonele senine, cîmpul aeroelectric total la sol $E_0 = E_P + E_S$ sumă a componentelor liberă E_P şi legată E_S, apare drept un efect al convecţiei planetare şi al deperdiţiei de sarcină pozitivă deasupra oceanului planetar. Valorile măsurate sînt întrucîtva modificate de conductivitatea aerului la sol şi trebuie să fie corectate.

4. Variaţia universală diurnă a cîmpului depinde de distribuţia în longitudine a continentelor şi oceanelor, precum şi de variaţia diurnă locală a convecţiei, defazată cu 12 ore între continente şi oceane.

5. Variaţia universală anuală a cîmpului depinde de cantitatea de energie solară interceptată şi, prin aceasta, de regimul convecţiei planetare şi de acela al conductivităţii locale în cursul anului.

6. Apare necesitatea unei rețele permanente mondiale de stații cu radiosonde electrice pentru gradientul de potențial, conductivitate, sarcină spațială, concentrații ionice și curenți verticali.

7. Din utilizarea datelor de la sateliți privitoare la distribuția norilor deasupra Pămîntului, se poate calcula componenta legată E_S ca parte principală a cîmpului.

Acest fapt va face posibilă o sinoptică aeroelectrică.

Primit la redacție la 20 decembrie 1970.

BIBLIOGRAFIE

M. A. Abbas, J. Latham (1967), *An experimental investigation of the selective ion-capture theory of cloud electrification*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **93**, p. 474—482.

A. Adel (1949), *Selected topics in infrared spectroscopy of the solar system*, in „The atmospheres of the Earth and Planets" (Edit. G. P. Kuiper).

Giuseppina Aliverti (1955), *Sopra due fenomeni di elettricità temporalesca*, Gefisica e Meteorologia, **3**, *6*, p. 138—139.

L. Alpert (1955), *Notes on warm-cloud rainfall*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **36**, *2*, 64—68.

L. Alpert (1964), *Notes on observations in warm clouds*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **45**, *4*, p. 221—222.

H. Aselmann (1906), *Ann. der Physik*, **19**, p. 960.

J. P. Ault, S. T. Mauchly (1926), *Atmospheric electric results obtained aboard the Carnegie 1915—1921*, Researches of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution, Washington, **5**, p. 199—285.

D. Baskin (1952), *Lightning without clouds*. Bull. Amer. Meteor. Soc., **33**, *8*, p. 348.

L. J. Battan, A. R. Kassander Jr., J. B. Theiss (1963), *Observations of convective clouds by means of pulsed-Doppler radar*, Inst. Atmos. Phys., Univ. Arizona, Tucson, Ariz, pp. 27.

R. B. Bent, W. C. A. Hutchinson (1965), *Electric space charges over melting snow on the ground*, J. Atm. Terr. Phys., **27**, *1*, p. 91—99.

D. C. Blanchard (1959), *The production of bubbles near the surface of the sea and their influence on the aerosol distribution and space charge of the atmosphere*, „Environmetal factors influencing the performance of naval weapons systems", Woods Hole Oceanographic Institution, p. 63—73.

D. C. Blanchard (1961), *Electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea*, Woods Hole Oceanographic Institution, Techn. Rept., *9*, pp. 244.

D. C. Blanchard (1963), idem, Progress in Oceanography, Oxford, **1**, p. 73—202.

D. C. Blanchard (1965), *Charge separation at the surface of the sea*, „*International Conference on Cloud Physics, Tokyo—Sapporo, Proceedings*", p. 324—328.

D. C. Blanchard (1966 a), *Volcanic electricity*, Oceanus (Woods Hole), **13**, *1*, p. 2—7.

D. C. Blanchard (1966 b), *Positive space charge from the sea*, J. Amospheric Sci., **23**, p. 507—515.

D. C. Blanchard, A. H. Woodcock (1957), *Bubble formation and modification in the sea and its meteorological significance*, Tellus, *9*, p. 145—158.

C. V. Boys (1926), *Progressive lightning*, Nature, **118**, p. 749—750.

M. Brook (1958), *Laboratory studies of charge separation during ice-ice contact*, „Recent advances in atmospheric electricity" (Edit. L. G. Smith), p. 383—389.

M. Brook (1965), *Thunderstorm electrification*, „Problems of atmospheric and space electricity" (Edit. S. C. Coroniti), p. 280—283.

C. E. P. Brooks (1925), *The distribution of thunderstorms over the globe*, Geophys, Mem. London, **3**, *24*, p. 147—164.

C. E. P. Brooks (1927), *The mean cloudiness over the Earth*, Mem. Roy. Meteor. Soc. London, **1**, *10*.

J. L. Brownscombe, J. Hallet (1967), *Experimental and field studies of precipitation particles formed by the freezing of supercooled water*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **94**, p. 455—473.

H. R. Byers (Editor) (1953), *Thunderstorm electricity*, University of Chicago Press, Chicago, Illinois, USA, pp. VIII+344.

J. A. Chalmers (1958), *The electricity of nimbostratus clouds*, „Recent advances in atmospheric electricity" (Edit. L. G. Smith), p. 309—315.

S. P. Chromov (1940), *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*, ed. J. Springer, Wien, pp. 532.

J. F. Clark (1958), *The fair-weather atmospheric electric potential and its gradient*, „Recent Advances in Atmospheric Electricity" (Edit. L. G. Smith), p. 61—73.

S. C. Coroniti (Edit.) (1965), *Problems of atmospheric and space electricity*, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, pp. VIII + 616.

M. A. Dauvillier (1938), *L'électricité atmosphérique*, Année Polaire Internationale 1932—1933, Participation française II, p. 1—52.

J. E. Dinger (1965), *Electrification associated with the melting of snow and ice*, J. Atmos. Sci., **22**, p. 162—166.

J. E. Dinger, R. Gunn (1946), *Electric effects associated with a change of state of water*, Terr. Magn. Atm. Electr., v. 51, p. 477—494.

H. Dolezalek (1969), *Discussion of an Atmospheric Electricity Ten-Year Program*, Techn. Rept. Nr. D—2, Boston-College, Chestnut Hill, Mass., pp. 80.

H. Dolezalek (1968), *Critique of the „classical picture" of atmospheric electricity (Fundamentum of the tasks of working group I)*, Int. Ass. Meteor. Atm. Phys., XIV General Assembly, Lucerne 1967, Report of Proceedings, Toronto, p. 209—210.

J. C. Drake (1968), *Electrification accompanying the bursting of air bubbles in melting ice*, Proc. Int. Conf. Cloud. Phys. Toronto (Edit. IAMAP/I.U.G.G.), p. 614—618.

D. G. Evans, W. C. A. Hutchinson (1963), *The electrification of freezing water droplets and of colliding ice particles*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **89**, p. 370—375.

H. Foster (1950), *An unusual observation of lightning*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **31**, p. 140—141.

J. Frenkel (1944), *A theory of the fundamental phenomena of atmospheric electricity*, J. Phys. U.R.S.S., **8**, p. 285—304.

J. Frenkel (1946), *Influence of water drops on the ionisation and the electrification of air*, J. Phys. U.R.S.S., **10**, p. 151—158.

J. Frenkel (1947), *Atmospheric electricity and lightning*, J. Franklin Inst., **243**, p. 287—307.

J. Frenkel (1949), *Teoriia iavleniie atmosfernogo Elektrichestva*, Gosudarst. Izd. Tehn.-Teor. Lit., Leningrad—Moskva, pp. 155.

O. H. Gish (1940), *Analysis of local atmospheric-electric phenomena at College, Alaska*, Terr. Magn. Atm. Electr., **45**, p. 173—190.

O. H. Gish, G. R. Wait (1956), *Thunderstorms and the Earth's general electrification*, J. Geophys. Res., **55**, p. 473—484.

C. L. Godske, T. Bergeron, J. Bjerknes, R. C. Bundgaard (1957), *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*, ed. Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass. and Carnegie Institiution of Washington, Washington, D.C., pp. XVI+800.

J. P. Gott (1933), *On the electric charge collected by water drops falling through ionized air in a vertical electric field*, Proc. Roy. Soc. A., **142**, p. 248—268.

J. P. Gott (1935), *On the electric charge collected by water drops falling through a cloud of electrically charged particles in a vertical electric field*, Proc. Roy. Soc. A., **151**, p. 665—684.

G. Grenet (1947), *Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orage*, Ann. de Géophys., **4**, p. 306—307.

A. Grigoriu (1958 a), *L'origine de la composante universelle (Mauchly) du champ electrique terrestre par ciel clair* (General Assembly I.U.G.G. Toronto, 1957), IAMAP Publ. Nr. 11 b, Rept. of Proceedings, p. 68 and IAGA Bull. Nr. 16, Trans. Toronto Meeting, 1960, p. 362—363.

A. grigoriu (1958 b), *L'origine de l'électrification négative permanente de la surface du globe* (General Assembly I.U.G.G. Toronto 1957), IAMAP ibidem, p. 69 and IAGA ibidem p. 363.

A. Grigoriu, G. Giurgea, H. Ivanovici (1958 c), *Deux phases dans l'évaporation ionique des gouttes d'eau* (General Assembly I.U.G.G. Toronto 1957), — IAMAP ibidem, p. 68 and IAGA ibidem, p. 362.

A. Grigoriu (1968), *L'origine du champ électrique terrestre et de sa composante universelle Mauchly — Paramonov* (General Assembly I.U.G.G. Luzern 1967), — IAMAP Publ. Nr. 14, Rept. of Proceedings, p. 230.

R. Gunn (1935), *The electricity of rain and thunderstorms*, Terr, Magn. Atm. Elect. v. 40, p. 79—106.

R. Gunn (1954), *Diffusion charging of atmospheric droplets by ions, and the resulting combination coefficients*, J. of Meteor., **11**, *5*, p. 339—347.

R. Gunn (1965), *Thunderstorm electrification and raindrop collision and disjection in an electric field*, Science, **150**, *3698*, p. 888—889.

Hann—Süring (1939—1951), *Lehrbuch der Meteorologie*, ed. Willibald Keller + S. Hirzel, Leipzig, pp. 1092.

H. T. Harrison (1965), *UAL turbojet experience with electrical discharges*, United Air Lines Inc., Denver, Colorado, UAL Meteorological Circular, 57, pp. 97.

M. Herovanu (1939), *Recherches sur l'ionisation de l'air à Mangalia*, Bull. Soc. Roumaine de Physique, **49**, *64*, p. 3—23.

K. Hoffmann (1924), *Bericht über die Ebeltofthafen auf Spitzberg in den Jahren 1913/14 durchgeführten luftelektrische Messungen*, Beitr. z. Phys. d. freien Atmosphäre, **11**, p. 1—19.

IAMAP/UGGI (Edit.) (1968), *Proceedings of the International Conference on Cloud Physics*, August 1968, Toronto, Canada, pp. 873.

IAMAP/WMO (Edit.) (1965), *International Conference on Cloud Physics, Tokyo—Sapporo*, Proceedings, May 1965 and Supplement Oct. 1965, ed. Meteorological Society of Japan, Tokyo.

I. M. Imianitov, E. V. Chubarina (1964), *Annual variation of electrical potential of the atmosphere at 6000 m high and of the charge of an air column in the 0—6000 m layer* (russ.), Trudy G.G.O. *157*, p. 9—21.

I. M. Imianitov, E. V. Chubarina (1965 a), *Electricity of the free atmosphere : results of measurements during the IGY and IGC* (russ.), Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 239.

I. M. Imianitov, E. V. Chubarina (1965 b), *The structure and origin of the atmospheric electic field, Studies of clouds, precipitation, and thunderstorm electricity* (Edit. N. I. Vul'fson, L. M. Levin), p. 257—268).

I. M. Imianitov, E. V. Chubarina (1965 c), *Electrical structure of nimbostratus clouds* (russ), Trudy G.G.O., *177*, p. 113—128.

H. Israël (1957), *Atmosphärische Elektrizität*, v. I, ed. Akad. Verlag. Geest-Portig, Leipzig, pp. 370.

H. Israël (partly with H. Dolezalek) (1961), *Atmosphärische Electrizität*, II, ed. Akad. Verlag, Geest-Portig, Leipzig, pp. 503.

D. A. Johnson (1968), *A experimental investigation of charge separation due to the fracture of freezing water drops, Proc. Int. Conf. Cloud. Phys. Toronto* (Edit. IAMAP/IUGG), p. 624—628.

L. G. Kachurin, V. I. Bekryayev (1968), *Investiagtion of the electrification of crystallising water* (russ.), Dokl. Akad. Nauk SSSR, **130**, p. 57—60.

L. G. Kachurin, V. I. Bekryayev (1968), *Electrification of crystallising clouds, Proc. Int. Conf. Cloud Phys. Toronto* (Edit. IAMAP/IUGG), p. 629—634.

H. W. Kasemir (1965), *The thundercloud*, Problems of atmospheric and space electricity" (Edit. S. C. Coroniti), p. 215—257.

K. Kikuchi (1965 a), *On the positive electrification of snow crystals in the process of their melting*, Pt. 3, *The relationship between air bubble concentration and charge generation in ice specimen during their meling*, J. Meteor. Soc. Japan, ser. 2, **43**, *6*, p. 343—350.

K. Kikuchi (1965 b), *idem*, *Pt. 4*, *Charge of droplets produced from bursting of air bubbles in ice specimen*, J. Meteor. Soc. Japan, **43**, *6*, p. 351—358.

K. Kikuchi (1965 c), *idem*, *International Conference on Cloud Physics, Proceedings*, Tokyo — — Sapporo (Edit. IAMAP-WMO), p. 338—342.

H. C. Krumm (1962), *Der weltzeitliche Gang der Gewitterhäufigkeit*, Zts. f. Geophys., **28**, p. 85—104.

G. P. Kuiper (1952), *The Atmospheres of the Earth and Planets*, University of Chicago Press, IInd ed., pp. 422.

J. Latham, B. J.Mason (1961 a), *Electric charge transfer associated with temperature gradients in ice*, Proc. Roy. Soc. A., **260**, p. 523—536.

J. Latham, B. J. Mason (1961 b), *Generation of electric charge associated with the formation of soft hail in thunderclouds*, Proc. Roy. Soc. A, **260**, p. 537—549.

J. Latham, B. J. Mason (1962), *Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field*, Proc. Roy. Soc. A, **266**, p. 387—401.

Ph. Lenard (1892), *Über die Elektrizität der Wassefälle*, Wied. Ann. der Phys, **46**, p. 584—636.

J. Lugeon, A. Junod, P. Wasserfallen (1959), *Actes Soc. Helv. Sci. Nat., 139*, p. 122 sqq.

J. Lugeon, A. Junod, P. Wasserfallen, J. Rieker (1960), *Mesures des parasites atmosphériques, d'électricité atmosphérique et de radioactivité de l'air à Murchinson Bay* (Spitzberg), Payerne et Zürich, L'Institut Suisse de Météorologie, Zürich, pp. 267.

R. H. Magarvey, B. W. Taylor (1956), *Free fall breakup of large drops*, J. Appl. Phys., **27**, p. 1129—1135.

Ch. Magono, K. Kikuchi (1963), *On the positive electrification of snow crystals in the process of their melting*,— J. Meteor. Soc. Japan, ser. 2, **41**, p. 270—277.

Ch. Magono, K. Kikuchi (1965), *idem*, Pt. 2, J. Meteor. Soc. Japan, ser. 2, **43**, p. 331—342.

Ch. Magono, Y. Shiotsuki (1964), *On the effect of air bubbles in ice on frictional charge separation*. J. Atmos. Sci., **21**, p. 666—670.

Ch. Magono, T. Takahashi (1963 a), *On the electrical phenomena during riming and glazing in natural supercooled cloud droplets*. J. Meteor. Soc. Japan, **41**, p. 71—81.

Ch. Magono, T. Takahashi (1963 b), *Experimental studies on mechanism of electrification of graupel pellets*, J. Meteor. Soc. Japan, **41**. p. 197—210.

D. J. Malan (1952), *Les décharges dans l'air et la charge inférieure positive d'un nuage orageux*, Ann. de Géophys., **8**, p. 385—401.

D. J. Malan, B. F. J. Schonland (1947), *Progressive lightning*, Pt. 7, *Directly correlated photographic and electrical studies of lightning from near thunde rstorms*, Proc. Roy. Soc., A, **191**, p. 485—503.

D. J. Malan, B. F. J. Schonland (1951), *The electrical processes in the intervals between the strokes of a lightning discharge*, Proc. Roy. Soc., A, **206**, p. 145—163.

B. J. Mason (1965), *Charge generation in thunderstorm*, Problems of atmospheric and space electricity (Edit. S. C. Coroniti), p. 239—254.

B. J. Mason (1968), *The generation of electric charges and fields in precipitating clouds*, Proc. Int. Conf. Cloud Phys. Toronto (Edit. IAMAP/IUGG), p. 657—662.

B. J. Mason, J. Maybank (1960), *The fragmentation and electrification of freezing water drops*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **86**, p. 176—186.

J. B. Matthews, B. J. Mason (1963), *Electrification accompanying melting of ice and snow*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **89**, p. 376—380.

J. B. Matthews, B. J. Mason (1964), *Electrification produced by the rupture of large water drops in an electric field*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **90**, *385*, p. 275—286.

S. J. Mauchly (1921), *Phys. Rev.* **18**, p. 161—162.

S. J. Mauchly (1923), *Terr. Magn. Atm. El.*, **28**, p. 61—81.

S. J. Mauchly (1926), *Studies in atmospheric electricity based on observations made on the Carnegie 1915—1921*, Researches of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution, Washington, **5**, p. 385—424.

Meteorological Office, London (1950), 38 *Group, Royal Air Force, Aircraft struck by lightning*, Meteor, Mag., *79*, p. 121—122.

P. B. Mc. Cready Jr., A. Proudfit (1965), *Self-charging of melting ice*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **91**, *387*, p. 54—59.

C. B. Moore (1965), *Charge generation in thunderstorms*, Problems of atmospheric and space electricity (Edit. S. C. Coroniti), p. 255—262.

C. B. Moore, B. Vonnegut, A. T. Botka (1958), *Results of an experiment to determine initial precedence of organised electrification and precipitation in thunderstorm*, Recent advances in atmospheric electricity (Edit. L. G. Smith), p. 333—360.

C. B. Moore, B. Vonnegut, B. A. Stein, H. J. Survilas (1960), *Observations of electrification and lightning in warm clouds*, J. Geophys. Res., **65**, *7*, p. 1907—1910.

R. Mühleisen (1958), *The influence of water on the atmospheric electrical field*, Recent advances in atmospheric electricity (Edit. L. G. Smith), p. 213—222.

R. Mühleisen (1959), *Die luftelektrischen Verhältnisse im Küstenaerosol*, I. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., A, **11**, p. 93—108.

R. Mühleisen (1962), idem, II, ibidem, **12**, p. 435—446.

R. Mühleisen (1965), *Report on atmospheric electricity in Central Europe 1959—1962*, Problems of Atmospheric and Space Electricity (Edit. S. C. Coroniti), p. 25—36.

W. N. Obolensky (1925), *Über elektrische Ladungen in der Atmosphäre*, Ann. der Phds., **77**, p. 644—666.

N. A. Paramonov (1950 a), *On the universal periodic variation of the aeroelectric potential gradient* (russ.), Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., **70**, p. 37—38.

N. A. Paramonov (1950 b), *On the annual variation of the aeroelectric potential gradient* (russ.), Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., **71**, p. 39—40.

W. C. PARKINSON, O. W. TORRESON (1931), *The diurnal variation of the electric potential of the atmosphere over the oceans*, U.G.G.I. Comptes Rendus de l'Assemblée de Stockholm 1930, Bull. *8*, Paris, p. 340—345.

C. PETROSELLINI, A. GAZZOLA (1962), *Osservazioni eseguiti in volo di particolari scariche elettriche verso la stratosfera*, Atti Assoc. Geofis. Italiana, Roma, p. 293—305.

B. B. PHILLIPS, R. GUNN (1954), *Measurements of the electrification of spheres by moving ionised air*, J. of. Meteor. **11**, p. 348—351.

W. B. PIETENPOL (1964), *Positively charged Earth*, Planetary and Space Science, Oxford, **12**, *6*, p. 652—656.

E. L. PIETROWSKI (1960), *J. Meteor.*, **17**, p. 562 sqq.

R. REITER (1958), *Observations on the electricity of nimbo-stratus clouds*, Recent advances in atmospheric electricity (Edit. L. G. Smith), p. 435—437.

S. E. REYNOLDS (1954), *Compendium of Thunderstorm Electricity*, Signal Corps Project 172—B, New. Mex. Inst. Min. Techn., Soccoro, pp. 77.

S. E. REYNOLDS (1955), *Thunderstorm charge structure and suggested electrification mechanism*, Geophys. Res. Papers No. 42, Geophysics Research Directorate, U.S. Air Force Cambridge.

S. E. REYNOLDS, M. BROOK (1956), *Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms*, J. Meteor., **13**, p. 376—380.

S. E. REYNOLDS, M. BROOK, MARY FOULKS GOURLEY (1957), *Thunderstorm charge separation*, J. Meteor., **14**, p. 426—436.

S. E. REYNOLDS, H. W. NEILL (1955), *The distribution and discharge of thunderstorm charge centers*, J. Meteor., **12**, p. 1—12.

J. ROUCH (1910), *Comptes Rendus*, Paris, **151**, p. 225.

J. ROUCH (1911), *Ann. Soc. Météor. de France*, **59**, p. 117.

L. H. RUHNKE (1966), *Air-Earth currents measurements with radiosondes*, Litton Systems Inc., Applied Science Div., Minneapolis, — Contract DA — 28—043—AMC—02216 (E), Final Report, pp. 26.

RITA SAGALYN (1958), *The production and removal of small ions and charged nuclei over the Atlantic Ocean*, Recent Advances in Atmospheric Electricity (Edit. L.G. Smith), p. 21—41.

RITA SAGALYN, G. A. FAUCHER (1954), *Aircraft investigation of the large ion content and conductivity of the atmosphere and their relation to meteorological factors*, J. Atmosph-Terr. Phys., **5**, p. 253—272.

RITA SAGALYN, G. A. FAUCHER (1956), *Space and time variations of charged nuclei and electrical conductivity of the atmosphere*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **82**, p. 428—445.

G. SCHLARB (1940), *Untersuchungen über Kondensationskerne und Leichtionen in künstlich klimatisierten Räumen*, Bioklim. Beiblätter, **7**, p. 86—105.

W. D. SCOTT, P. V. HOBBS (1968), *The charging of ice surface exposed to natural ice particles*, Proc. Int. Conf. Cloud Phys. Toronto (Edit. IAMAP/IUGG), p. 609—613.

N. S. SHISHKIN (1965), *The role of coagulation of charged cloud particles in the development of thunderstorm phenomena*, Problems of Atmospheric and Space Electricity (Edit. S.C. Coroniti), p. 268—279.

G. C. SIMPSON (1914), *British Antartic Expedition 1910—1913*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **40**, p. 221.

G. C. SIMPSON, F. J. SCRASE (1937), *The distribution of electricity in thuderclouds*, p. I, Proc. Roy. Soc. A, **161**, p. 309—352.

G. C. SIMPSON, G. D. ROBINSON (1940), idem, p. II, Proc. Roy. Soc. A, **177**, p. 281—329.

L. G. SMITH (Edit.) (1958), *Recent Advances in Atmospheric Electricity*, Pergamon Press, London, pp. XV+631.

M. SOURDILLON (1952), *Étude à la chambre de Boys de „l'éclair dans l'air" et du „coup de foudre à cime horizontale"*, Ann. de Géophys., **8**, *4*, p. 349—354.

DOREEN STOTT, W. C. A. HUTCHINSON (1965), *Electrification of freezing water drops*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **91**, p. 80—86.

H. U. SVERDRUP (1927 a), *Ergebnisse der Messungen des Potentialgefälles auf der MAUD—Expedition*, Zts. f. Geophys., **3**, p. 93.

H. U. SVERDRUP (1927 b), *Observations of the atmospheric electric potential gradient 1922—1925*, Carnegie Institution Washington, Res. Dept. Terr. Magn., **6**. Publ. 175, p. 425—460.

T. TAKAHASHI (1962), *Electric charge generation by breaking of ice piece*, J. Meteor. Soc. Japan, **40**, p. 277—286.

Y. TAMURA (1955), *Geophys. Res. Papers (U.S.)*, **42**, p. 190 sqq.

J. J. THOMSON, G. P. THOMSON (1933), *Conduction of electricity through gases*, University Press. Cambridge, II pp. VIII+608.

S. P. VENKITESHWARAN (1958), *Measurement of the electrical potential gradient and conductivity by radiosonde at Poona, India*, Recent Advances in Atmospheric Electricity (Edit. L. G. Smith), p. 89—100.

V. VONNEGUT (1955), *Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity*, Geophys. Res. Papers No. 42, p. 161—181.

B. VONNEGUT (1965), *Thunderstorm theory*, Problems of atmospheric and space electricity (Edit. S. C. Coroniti), p. 286—295.

B. VONNEGUT, C. B. MOORE, M. BLUME (1957), *Preliminary investigation of the distribution of space charge in the lower atmosphere*, Artificial Stimulation of Rain (Edit. H. Weickmann, W. Smith), p. 131—141.

B. VONNEGUT, C. B. MOORE (1958), *Preliminary attempts to influence convective electrification in cumulus clouds by the introduction of space charge into the lower atmosphere*, Recent advances in atmospheric electricity (Edit. L. G. Smith), p. 317—331.

B. VONNEGUT, C. B. MOORE, A. T. BOTKA (1959), *Preliminary results of an experiment to determine initial precedence of organised electrification and precipitation in thunderstorms*, J. Geophys. Res., **64**, p. 347—357.

B. VONNEGUT, C. B. MOORE, R. G. SEMONIN, J. W. BULLOCK, D. W. STAGGS, W. E. BRADLEY (1962), *Effect of atmospheric space charge on initial electrification of cumulus clouds*, J. Geophys. Res., **67**, p. 3909—3922.

N. I. VUL'FSON, L. M. LEVIN (Edit.) (1965), *Studies of clouds, precipitations, and thunderstorm electricity*, ed. Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass., pp. 347.

G. R. WAIT, S. J. MAUCHLY (1937), *World-wide changes in potential gradient*, Trans. Amer. Geophys. Union, **18**, p. 169—170.

E. WALL (1948), *Das Gewitter*, Wetter und Klima, **1**, p. 8—21, 65—74, 193—204, 321—326.

H. WEICKMANN, W. SMITH (Edit.) (1957), *Artificial Stimulation of Rain*, Proceedings of the first conference on the physics of cloud and precipitation particles, ed. Pergamon Press, London, pp. XVI+427.

F. J. W. WHIPPLE, J. A. CHALMERS (1944), *On Wilson's theory of the collection of charge by falling drops*, Q. J. Roy. Meteor. Soc., **70**, p. 103—120.

F. J. W. WHIPPLE, F. J. SCRASE (1936), *Point discharge in the electric field of the Earth*, Geophys. Mem. London, **7**, *68*, p. 1—20.

E. C. WHIPPLE JR. (1965), *Electricity in the terrestrial atmosphere above the exchange layer*, Problems of Atmosphere and Space Electricity (Edit. S. C. Coroniti), p. 123—139 (and Comments., p. 140—163).

C. T. R. WILSON (1920), *Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms*, Phil. Trans. Roy. Soc. A, **221**, p. 73—115.

C. T. R. WILSON (1929), *Some thundercloud problems*, J. Frank. Inst., **208**, p. 1—12.

W. M. O. (O.M.M.) (1963), *World distribution of thunderstorm days*, Pt. I, No. 21, T. P. 6 and Suppl., No. 1.

W.M.O.(O.M.M.) (1956), idem, Pt. II, **21**, T.P. 21.

E. J. WORKMAN (1965), *Thunderstorm electricity*, Problems of Atmospheric and Space Electricity (Edit. S.C. Coroniti), p. 296—303.

E. J. WORKMAN, S. E. REYNOLDS (1948), *Phys. Rev.*, **74**, p. 709 sqq.

E. J. WORKMAN, S. E. REYNOLDS (1949), *Electrical activity as related to thunderstorm cell growth*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **30**, p. 142—144.

E. J. WORKMAN, S. E. REYNOLDS (1950), *Electrical phenomena occuring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity*, Phys. Rev., **78**, p. 254—259.

E. J. WORKMAN, F. K. TRUBY, W. DROST-HANSON (1954), *Electrical conduction in halide contaminated ice*, Phys. Rev., **94**, p. 1073 sqq.

UNELE ASPECTE ALE FOLOSIRII CALCULULUI ELECTRONIC ÎN CERCETAREA GEOFIZICĂ

DE

R. BOTEZATU [1]), M. VISARION [2]), FL. SCURTU [2])

Una dintre caracteristicile principale ale cercetării geofizice, ca şi a celei geologice de altfel, este aceea că reprezintă o fază dintr-un proces mai complex şi în general de durată lungă, care se întinde pe un număr de mai mulţi ani; acest proces, purtînd numele de „activitate geologică", cuprinde mai multe faze principale şi se poate reprezenta sintetic în forma :

cercetare (*geologică* + *geofizică*)
↓
prospecţiune (*geologică* + *geofizică*)
↓
explorare prin lucrări miniere sau de foraj pentru conturarea de rezerve

Din această cauză, eficienţa economică a cercetării, în adevăratul sens al cuvîntului, nu poate fi evaluată decît după încheierea întregului ciclu de activitate, în funcţie de volumul de rezerve de substanţe minerale utile nou descoperite la care aceasta a condus. Ca o trăsătură de asemenea specifică, repartiţia fondurilor investite pe cele trei faze precizate mai sus se face în raporturi mari de la o fază la alta, cercetarea ocazionînd în general consumul cel mai mic de fonduri din întreaga activitate geologică.

Ca fază iniţială în activitatea geologică, cercetarea joacă însă un rol deosebit de important. Orientarea justă a direcţiilor de cercetare pentru a se ajunge final la stabilirea de obiective pentru explorare, stabilirea de metodologii şi tehnici de lucru pentru prospecţiune adecvate condiţiilor concret specifice ale structurilor geologice din ţara noastră, adaptarea aparaturii geofizice, îmbunătăţirea performanţelor tehnice ale acesteia şi elaborarea de aparatură proprie corespunzătoare acestor condiţii, sintetizarea datelor geofizice acumulate pînă în prezent pe unităţi structurale sau provincii metalogenetice şi interpretarea complexă a acestora în vederea conturării perspectivelor şi a potenţialului economic etc., sînt cîteva

---

[1]) Ministerul minelor, petrolului şi geologiei.
[2]) Institutul de geofizică aplicată.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9. NR. 2, P. 287–295, BUCUREŞTI, 1971

din sarcinile importante ale cercetării geofizice. Aşadar, de fapt, eficacitatea fazei de cercetare este aceea care condiţionează succesul explorării şi, în final, eficienţa activităţii geologice.

★

Problemele cercetării geofizice, ca latură a activităţii geologice, sînt deci legate de găsirea de noi instrumente şi metode care să conducă la creşterea eficienţei economice a acestei activităţi. Ele pot fi concretizate în fapt prin următoarele direcţii principale:

— descifrarea şi conturarea cît mai corectă a structurii geologice ascunse;

— studierea complexă şi detaliată a fenomenelor fizice în care se reflectă structurile geologice, în vederea sesizării de noi substanţe minerale utile ce ar putea fi introduse în circuitul economic;

— obţinerea de informaţii în trepte de adîncime din ce în ce mai mari;

— scurtarea termenelor de obţinere şi prelucrare a informaţiilor.

În rezolvarea acestor probleme, calculul electronic poate aduce o contribuţie foarte importantă. De aceea, în activitatea de geofizică aplicată a existat şi există o preocupare susţinută pentru introducerea şi lărgirea progresivă a folosirii calculului electronic. Cîteva din realizările obţinute de autori pînă în prezent vor fi trecute în revistă în această lucrare.

★

O etapă importantă a cercetării geofizice o constituie cea de măsurători de teren care se încheie cu construirea de hărţi, profile, secţiuni sau diagrame în care se consemnează modul în care se reflectă caracteristicile structurii geologice ascunse în mărimile fizice măsurate. Pentru a se ajunge la aceste materiale este necesar ca, în prealabil, datelor brute de măsurare să li se aplice o serie de corecţii instrumentale şi de reduceri a unor efecte morfologice sau geografice, astfel încît datele finale să fie aduse într-o cît mai bună stare de comparabilitate. Lăsînd la o parte cercetările seismice şi aeromagnetice în care se folosesc calculatoare electronice specializate, pentru cercetările gravimetrice, magnetice, radiometrice şi electrometrice calculul electronic poate interveni în:

— evaluarea corecţiilor instrumentale;

— evaluarea reducerilor de relief;

— determinarea legilor de variaţie a proprietăţilor fizice ale rocilor de suprafaţă;

— interpolarea curbelor de egală valoare în nodurile unor reţele geometrice de puncte de măsură;

— prelucrarea automată complexă pentru obţinerea datelor finale corectate şi construirea hărţilor geofizice.

Pentru astfel de probleme au fost elaborate unele programe scrise în limbajul ALGOL sau FORTRAN.

Ca un exemplu, prezentăm mai jos o aplicaţie de prelucrare a unor date iniţiale, electrometrice, măsurate în anul 1968 în zona Buziaş. Cercetarea pe teren a fost efectuată prin procedeul emiţătorilor încrucişaţi,

unul dintre procedeele electrometrice cele mai eficace pentru punerea în evidenţă a unor forme structurale ascunse.

Programul realizat a fost scris în limbajul FORTRAN şi a fost testat şi executat cu un calculator I.B.M.-360.

Programul a folosit la intrare cartele perforate conţinînd numărul profilului, numărul staţiei şi cele patru perechi de date de măsurare (diferenţa de potenţial între electrozii de măsură şi intensitatea curentului electric în linia de alimentare, pentru fiecare din cele patru componente ale cîmpului electric rezultant) din fiecare punct de staţie; pe fiecare cartelă au fost înregistrate datele din cîte două staţii adiacente.

Cu ajutorul acestui program se pot calcula valorile cîmpului electric, distribuţia normală a invariantului J, distribuţia reală a acestuia, precum şi valorile rezistivităţii aparente care s-ar determina cu un dispozitiv echivalent prin procedeul gradienţilor longitudinali; de asemenea, din prelucrarea datelor de teren se poate deduce distribuţia parametrilor menţionaţi mai sus în cazul în care s-ar fi folosit o linie de măsură de trei ori mai lungă decît aceea folosită efectiv în teren.

Programul, pentru 1 000 puncte de observaţie, ocupă efectiv 54 000 bytes şi la ieşire scoate, în circa 15 min, lista tuturor datelor primare şi a valorii cîmpului electric în fiecare staţie, harta distribuţiei normale şi a distribuţiei reale a invariantului J şi harta rezistivităţii aparente prin metoda gradienţilor longitudinali, ultimile trei în cîte două ipoteze de lungime a liniei de măsură. În figura 1 este reprodusă harta distribuţiei rezistivităţii aparente determinată prin metoda gradienţilor longitudinali pentru o linie de alimentare AB de 940 m orientată pe direcţia E—V şi o linie de măsură MN de 20 m; este de precizat că în punctele fără date iniţiale, prin program, calculatorul a marcat în loc de valori un grup de şase steluţe.

Aşadar, programul realizat permite obţinerea a şapte hărţi cu distribuţia parametrilor electrici care interesează interpretarea geologică, într-un timp extrem de redus, operaţiune care în condiţiile folosirii maşinilor de calcul manuale ar fi necesitat munca a 2—3 tehnicieni în decurs de cel puţin cîteva săptămîni.

În afara acestuia, s-a mai realizat în condiţii comparabile un program pentru o altă variantă a cercetării electrometrice cunoscută sub numele de procedeul sondajelor păşitoare.

★

O altă etapă importantă a cercetării geofizice este aceea de prelucrare a materialelor de teren aduse într-o formă corespunzătoare şi materializate în hărţi, profile, secţiuni sau diagrame, în vederea extragerii elementelor esenţiale ale lor, din punct de vedere fizic şi a pregătirii acestora pentru efectuarea interpretării geologice.

Pentru tipurile de cercetări geofizice la care ne referim, calculul electronic poate interveni în următoarele probleme:

— separarea cîmpurilor locale de cele regionale;

— evaluarea gradienţilor orizontali sau verticali, de diferite ordine, ai cîmpurilor determinate;

— evaluarea cîmpurilor continuate analitic în semispațiile inferior sau superior;

— calcularea efectelor teoretice produse de forme geometrice simple, asimilabile cu diferite tipuri de structuri geologice;

— calcularea formei și poziției în subsol a unor suprafețe de contact a proprietăților fizice diferențiate, echivalente unor limite geologice;

— analiza combinată a unor cîmpuri fizice de naturi diferite;

— prelucrări statistice ale cîmpurilor fizice determinate.

În legătură cu aceste probleme este de precizat că structura geologică a subsolului, în complexitatea și diversitatea ei, pune probleme foarte grele de transpunere a unor date fizice măsurate la suprafața pămîntului în formele structurale care le-au produs. De aceea, stabilirea unei soluții de interpretare geologică, ca cea mai probabilă, se obține ca urmare a unui proces de aproximații succesive, folosind una sau mai multe ipoteze de lucru, cu condiții inițiale modificate succesiv și compararea rezultatelor teoretice cu cele experimentale pînă la obținerea unei suprapuneri în cadrul unor toleranțe inițial acceptate. Datorită acestei situații, volumul de calcule pentru obținerea unei soluții de interpretare este întotdeauna mare și micșorarea lui, în condițiile unor mijloace de calcul obișnuite, nu se poate face decît în dauna numărului de ipoteze încercate. Pe de altă parte, complexitatea structurii geologice, în general, nu admite ipoteze simple care să se poate transpune în relații matematice de asemenea simple; ori, încercarea de a prinde condițiile reale geologice cît mai complet conduce la relații matematice complicate, a căror rezolvare este limitată adesea de posibilitățile pe care le oferă mijloacele de calcul obișnuite, cu mașini manuale sau electrice.

Pentru rezolvarea unor astfel de probleme au fost de asemenea elaborate unele programe, în limbaj ALGOL sau FORTRAN.

În cele ce urmează, vom prezenta cîteva realizări și în această direcție.

De exemplu, în cercetarea electrometrică se folosește adesea compararea anomaliilor cartate la suprafața solului cu anomalii precalculate teoretic, produse de corpuri cu geometrie simplă și situate la adîncimi alese, în condiții de contrast de proprietăți electrice față de mediul înconjurător de asemenea alese. Cum adesea anomaliile cartate au o formă izometrică, corpul geometric ce se alege în primă aproximație și care satisface o astfel de anomalie poate fi de formă sferică.

Dificultatea calculului constă în faptul că potențialul creat într-un punct $M(x_M, y_M, 0)$, situat la suprafața solului, de către un electrod de alimentare $A(x_A, y_A, 0)$ parcurs de un curent I, în prezența unei sfere conductoare cu centrul în punctul $O_1(x_0, y_0, z_0)$ situat în subsol, este suma efectelor unei cuadruple infinități de imagini ale punctului de alimentare A față de sfera O_1 și față de imaginea acesteia în raport cu planul sol-aer, sfera O_1'. Întrucît efectul imaginilor de ordin superior tinde destul de repede către zero, pentru calculul potențialului în M se pot considera numai imaginile de ordin $n \leqslant 6$. Totuși, chiar și în aceste condițiuni calculul este laborios, relația care definește potențialul creat de imaginile pînă la ordinul n însumînd $N = 2^{n+2} - 3$ termeni, pentru $n = 6$ relația avînd 253 termeni. Cum în cercetarea electrometrică în curent continuu se folosesc patru electrozi (doi electrozi de alimentare notați cu A și B, precum și

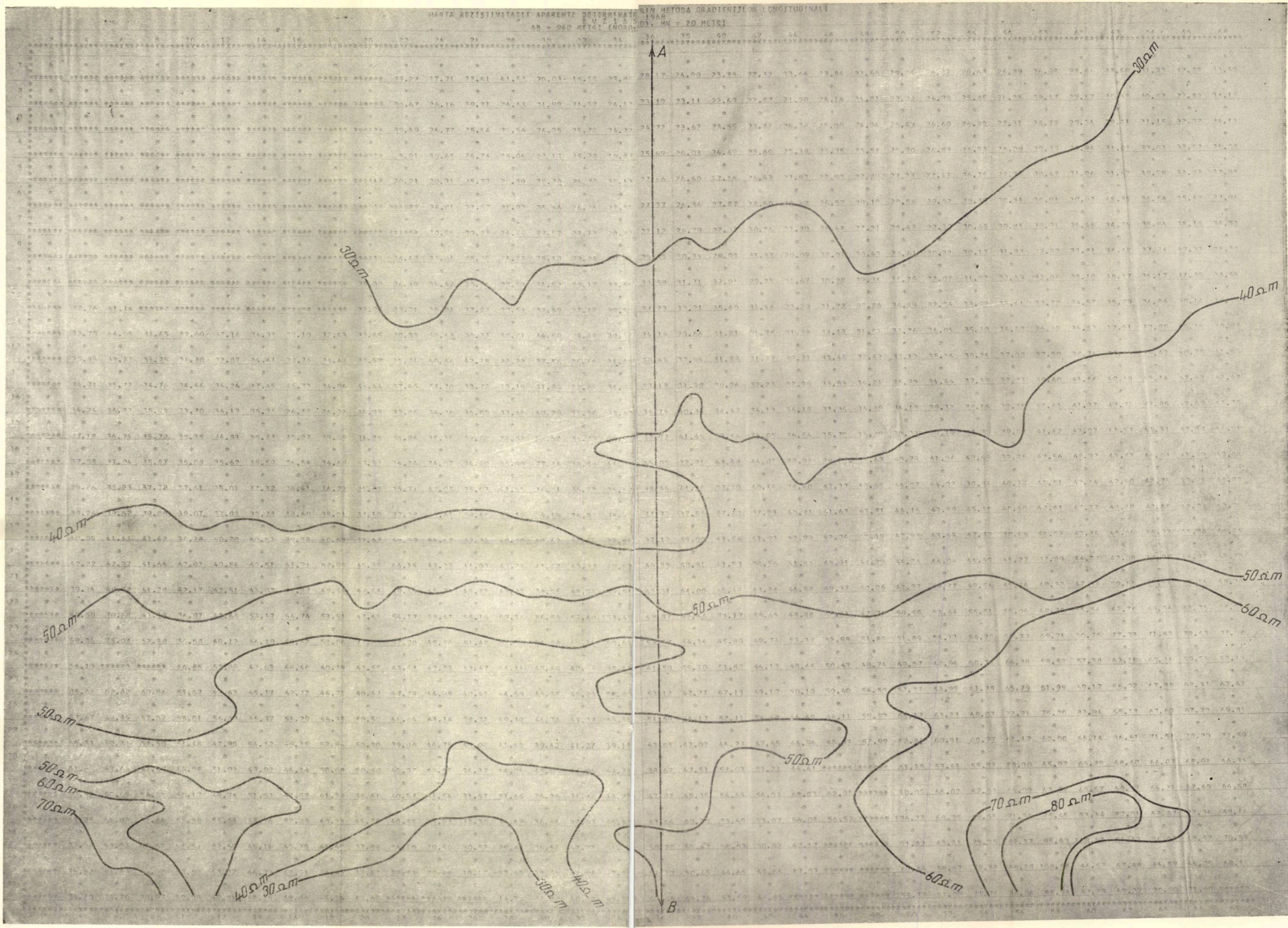

HARTA REZISTIVITATII APARENTE DETERMINATE PRIN METODA GRADIENTILOR LONGITUDINALI
BUZIAS 1968
AB = 940 METRI (NORD-SUD), MN = 20 METRI
A
B
30Ωm
40Ωm
50Ωm
60Ωm
70Ωm
80Ωm

Fig. 1

doi electrozi de măsură notați cu M și N), evident că volumul de calcule pentru o singură poziție a cvadripolului $AMNB$ va fi de patru ori mai mare.

Cu ajutorul unui program care a fost elaborat în limbaj FORTRAN și care ocupă circa 18 000 bytes, plus spațiul rezervat supervizorului (circa 8 000 bytes), se poate calcula un sondaj electric vertical pentru 12 dimensiuni ale liniei de alimentare AB în 45 s, respectiv o secțiune geoelectrică de 9 sondaje în 6 min 45 s, de asemenea la calculatorul electronic I.B.M.-360. Pentru fiecare secțiune geoelectrică se introduce în cititorul de cartele o singură cartelă de date, cuprinzînd coordonatele centrului sferei, raza sferei, amplasamentul secțiunii față de poziția centrului axelor de coordonate și echidistanța între punctele de observație pe secțiune. Programul nu limitează numărul punctelor de observație de-a lungul secțiunii. Ca rezultat se obține la imprimantă direct secțiunea geoelectrică dorită. În figura 2 este reprodusă o astfel de secțiune geoelectrică calculată pentru un dispozitiv $AMNB$ de tip Wenner, considerînd o sferă cu raza de 1 000 m și adîncimea centrului ei de 1 200 m; secțiunea este calculată pentru un profil situat la distanța de 500 m în plan față de centrul sferei.

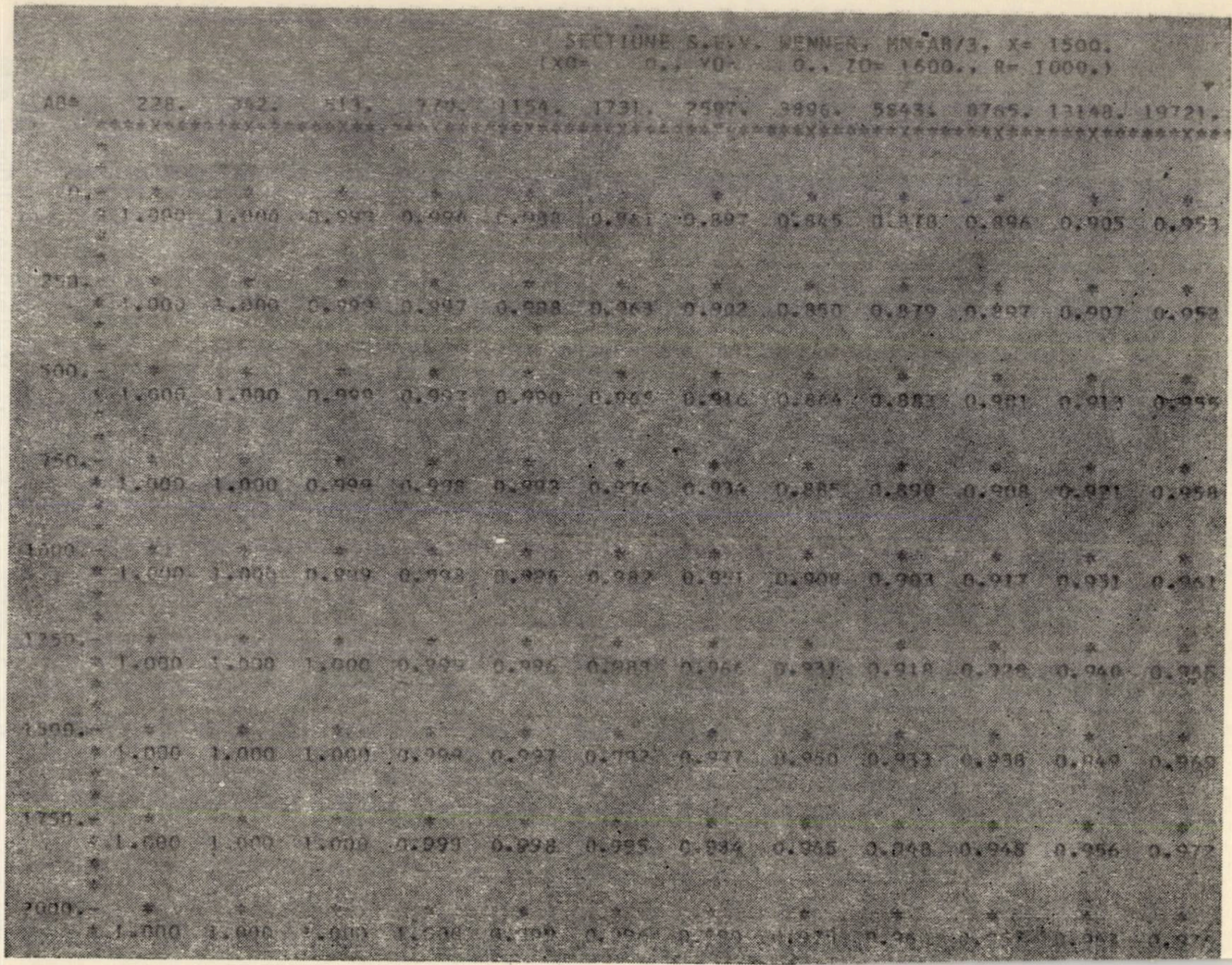
O altă serie de probleme în cercetarea gravimetrică și magnetică au fost rezolvate în colaborare cu Centrul de calcul economic și cibernetică economică, care a realizat atît programarea cît și calculele la calculatoare de tip Neac sau Olivetti.

Una dintre problemele de bază în interpretarea datelor gravimetrice sau magnetice este analiza anomaliilor obținute pentru a deduce dacă acestea sînt produse de o singură sursă de potențial sau, cum se întîmplă în cazul general, de mai multe surse situate la adîncimi diferite. Operațiunea aceasta poartă numele de „separare a anomaliilor" și în literatura de specialitate au fost date o serie de soluții care merg de la forme foarte simple, imediate, pînă la forme foarte complicate ce presupun un aparat matematic complex și un volum de calcule important.

O cale în rezolvarea acestei probleme este aceea de aproximare a anomaliei regionale printr-o desfășurare în serie de polinoame ortogonale Cebîșev. Coeficienții desfășurării (limitată la un polinom de grad 2 și de două variabile (coordonatele x și y în plan) se deduc prin metoda pătratelor minime care, în cazul cînd componentele locale sînt normal distribuite, conduce la rezultate satisfăcătoare. Expresia coeficienților, scrisă sub formă matricială, este direct programabilă. O condiție suplimentară, introdusă în instrucțiunea de lucru, permite atît stabilirea gradului necesar al polinomului de aproximare, cît și un control suplimentar al valorilor coeficienților astfel calculați.

Un mare avantaj al procedeului, aplicat în forma schițată mai sus, îl prezintă faptul că trecerea de la un grad de aproximație inferior la unul superior se poate face ușor, fără a mai fi necesară recalcularea coeficienților corespunzători aproximației precedente.

Acest procedeu a fost folosit într-o serie de cazuri din Moldova, obținîndu-se rezultate deosebit de interesante. Pentru exemplificare, este prezentată în figura 3 schița anomaliei gravimetrice regionale în zona nordică a Culmii Pietricica (Bacău), determinată pe baza unui polinom de gradul 5 în x și y.


SECTIONE S.E.V. WENNER, MN=AB/3, X= 1500.
(XO= 0., YO= 0., ZO= 1600., R= 1000.)
AB= 228. 342. 514. 770. 1154. 1731. 2597. 3896. 5844. 8765. 13148. 19721.
0.
250.
500.
750.
1000.
1250.
1500.
1750.
2000.

Cercetări proprii cu privire la analiza anomaliilor gravimetrice şi magnetice care au un caracter cumulat, fiind produse de mai multe surse de potenţial legate de structuri geologice diferite în subsol, au arătat posi-

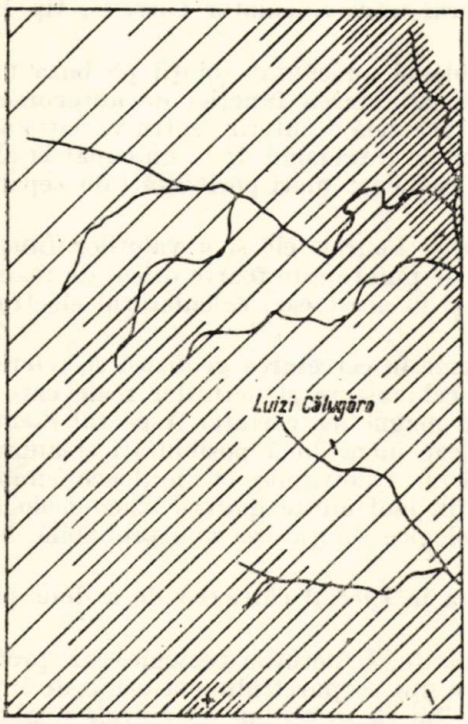


Fig. 3

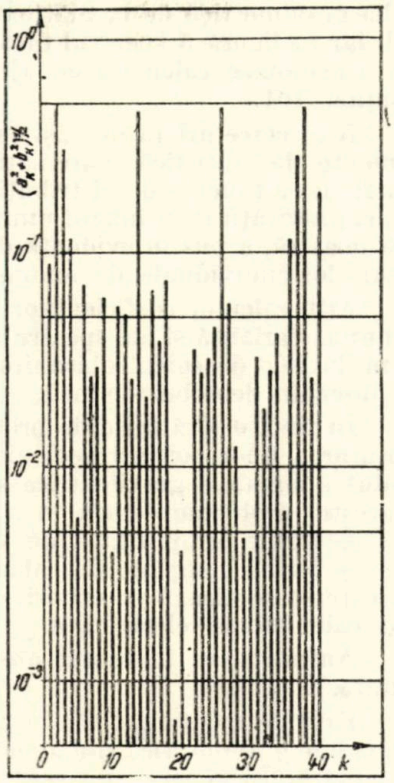


Fig. 5

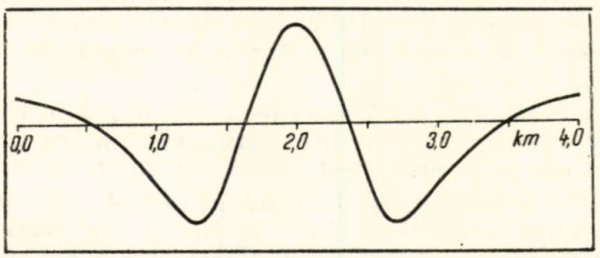


Fig. 4

bilităţi deosebite la tratarea lor prin analiză Fourier. Aproximarea unor astfel de anomalii prin serii Fourier, calcularea spectrului discret al amplitudinilor şi apoi, pe baza acestuia, a spectrului de energie prin gruparea componentelor în benzi de lungime de undă prestabilită, s-a dovedit a

fi o cale foarte utilă pentru separarea surselor de anomalii. Această cale de rezolvare a fost de asemenea aplicată în mai multe cazuri de anomalii gravimetrice şi magnetice din ţara noastră, foarte diferite ca tip de structură geologică ce le produce. În figura 4 este reprodusă, ca exemplu, anomalia gravimetrică de la Slătioarele (Piteşti) de-a lungul unui profil central, iar în figura 5 spectrul discret al amplitudinilor primelor 40 componente armonice calculate cu ajutorul unui calculator Olivetti, tip Programma 101.

Alte cercetări în aceeaşi problemă au căutat soluţii pe baza unor elemente de statistică matematică. Evaluarea funcţiei de autocorelaţie şi mai ales a funcţiei de distribuţie spectrală a puterii pentru variaţia anomaliei gravităţii de-a lungul unui profil traversînd de la un capăt la altul ţara noastră, a pus în evidenţă de asemenea mari posibilităţi de separare a surselor individuale de anomalii.

Atît calculul coeficienţilor seriei Fourier cît şi a valorilor funcţiei de autocovarianţă şi ale spectrului de putere este foarte dificil de realizat cu mijloacele de calcul obişnuite; şi în acest caz, calculatorul electronic s-a dovedit deosebit de util.

În fine, o altă serie de probleme în cercetarea geofizică se referă la conturarea unor corpuri geologice echivalente structurilor reale care au produs anomaliile gravimetrice sau magnetice cartate. Aspectul esenţial al acestei probleme constă în a alege între două posibilităţi şi anume:

— forme simplificate de calcul, rezolvabile cu mijloace simple;

— forme complete de calcul, în mai multe ipoteze fizico-geologice, din care să se aleagă pe criterii geologice soluţia cea mai probabilă, folosind calculatoare electronice.

Autorii şi-au îndreptat atenţia în special către cea de a doua posibilitate.

Este de menţionat că, în realitate, structurile geologice care produc anomaliile gravimetrice şi magnetice sînt corpuri tridimensionale, de formă neregulată. În general, nu este posibil să se obţină o expresie analitică explicită care să permită evaluarea efectului gravitaţional sau magnetic produs de o astfel de sursă de potenţial. Problema constă din rezolvarea unei integrale triple, prin diferite procedee numerice sau grafice, care comportă un volum mare de calcule. Este de menţionat că diversele procedee de evaluare a unei astfel de integrale, în scopul precizat, pot fi împărţite în două categorii:

— în prima categorie intră procedeele care împart corpurile de formă neregulată într-o serie de forme geometrice elementare (prisme, cuburi, cilindri, discuri etc.), al căror efect poate fi stabilit pe cale analitică;

— în cea de a doua categorie intră procedeele care presupun o integrare grafică după două dimensiuni, în planul unei secţiuni a corpului perturbant, integrarea avînd ca obiect determinarea efectului produs de fiecare astfel de secţiune de formă neregulată. Cea de a treia dimensiune este ulterior luată în considerare printr-o nouă integrare.

Urmărind o soluţie practică printr-un procedeu din cea de a doua categorie pentru efectul gravitaţional, s-a plecat de la divizarea corpului tridimensional de formă arbitrară prin plane paralele, orizontale şi echidistante, care conduc la o serie de secţiuni cu grosime mică. Pentru fiecare

secțiune de acest fel se calculează efectul gravitațional, aproximînd perimetrul acesteia printr-un poligon cu n laturi și efectuînd apoi o nouă integrare după direcția verticală.

Formula practică de calcul a efectului unei astfel de secțiuni conține o funcție, care, normată, depinde de un număr de patru parametri (raporturi de coordonate) și care este programabilă. Acordînd valori numerice acestor parametri în intervalul 0—1, din 0,02 în 0,02, s-au putut determina valorile acestei funcțiuni la calculatorul Neac și construi un grafic care permite rezolvarea comodă și rapidă a problemei în diverse cazuri reale.

Deși în interpretare apar o serie de limitări care provin din unele ipoteze simplificatoare ce sînt necesare, acest procedeu reprezintă o formă superioară de tratare a problemei, în primul rînd prin aceea că utilizează toate informațiile pe care le deținem asupra corpului tridimensional de determinat precum și asupra efectului său cartat la suprafața pămîntului.

★

Valorificarea superioară a rezultatelor măsurătorilor geofizice pe plan geologic, în scopuri științifice și economice în sensul celor precizate la începutul acestei lucrări, necesită în numeroase situații o prelucrare corespunzătoare a datelor primare care să asigure un maximum de informații utilizabile. În majoritatea cazurilor, aceste prelucrări sînt legate de calcule numerice în volum însemnat care, cu mijloacele obișnuite folosind mașini de calcul manuale sau electrice, ar cere un timp de lucru îndelungat. De aceea, pînă nu de mult, specialiștii au fost de cele mai multe ori în situația de a apela la soluții de analiză simplă în care realitatea geologică suporta simplificări mari, fiind departe de a se reflecta în toată complexitatea ei.

O dată cu creșterea posibilităților de folosire a calculatoarelor electronice, în domeniul cercetărilor geofizice au apărut noi preocupări, care se manifestă simultan în două direcții:

— elaborarea de relații matematice cît mai complexe, care să reflecte realitatea geologică în toată complexitatea și diversitatea ei;

— tratarea cazurilor concrete în cît mai multe ipoteze de variație a parametrilor fizici și geometrici ai structurilor și alegerea soluției celei mai probabile în contextul factorilor fizico-geologici specifici.

În lucrarea de față au fost prezentate succint cîteva din principalele preocupări și rezultate obținute de autori în cercetarea geofizică prin introducerea calculului electronic. Aceste prime rezultate au dovedit pe deplin utilitatea calculului electronic la ridicarea eficienței cercetării, care s-a manifestat atît prin lărgirea orizontului de rezolvare a problemelor cît și prin adîncirea detalierii structurilor geologice determinate, precum și necesitatea dezvoltării în viitor a activității în această direcție.

Primit la redacție la 5 martie 1971.

*

EXPRESIILE MĂRIMILOR SPECTRALE RELATIVE LA MODELELE UTILIZATE ÎN INTERPRETAREA MAGNETOMETRICĂ*).

DE

D. MILCOVEANU

Institutul de mine, Petroşani

INTRODUCERE

Prospecţiunile magnetometrice, aero şi terestre, pe baza cărora sînt măsurate cîmpul magnetic total, componentele sale H şi Z precum şi derivatele acestora în special mărimea z_z, sînt în prezent larg utilizate şi confruntarea cu practica explorărilor, a demonstrat utilitatea acestor metode de prospecţiuni geofizice.

Pentru a putea extrage cît mai complet, informaţia conţinută în anomalia descoperită, a fost introdusă în tehnica interpretării (1, 2, 3) analiza Fourier sau spectrală. Această tehnică, în principal, constă din reprezentarea anomaliei în domeniul frecvenţelor, filtrarea acestora şi în sfîrşit interpretarea rezultatului.

Această reprezentare a anomaliei s-a demonstrat a fi foarte utilă în practică, deoarece cu toate că volumul de informaţie conţinut în spectru este acelaşi cu acela din anomalia originală, ilustrarea parametrilor relativi la corpul perturbant, este mult mai explicită şi prin urmare extragerea acestora mult mai uşoară.

În sfîrşit caracterul statistic al mărimilor spectrale face ca interpretarea realizată pe baza acestora să aibă o eficienţă superioară faţă de interpretarea realizată pe baza vechilor metode cînd expresiile utilizate aveau un caracter analitic, adică variabila fiind spaţiul.

Pentru a realiza interpretarea unei anomalii magnetice reprezentată spectral, este evident că trebuie dispus, pentru comparare respectiv corelare încrucişată, de expresiile funcţiilor spectrale relative la cît mai multe modele teoretice.

Primele funcţii spectrale, respectiv spectrale de frecvenţă, relative la componenta verticală a cîmpului magnetic au fost calculate (4) în

---

*) Comunicare prezentată la cel de al VI-lea Simpozion de Prospecţiuni geofizice şi Fizica scoarţei globului; iunie 1970, Bucureşti.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2, P. 297–322, BUCUREŞTI, 1971.

1961 și anume pentru modelele teoretice; dom vertical bidimensional (strat gros), placă verticală bidimensională semiinfinită (strat subțire) și treapta dreaptă (falia). Au urmat (5) expresiile spectrelor de frecvență relative la cîmpul magnetic total pentru cîteva modele teoretice de prisme dreptunghiulare avînd laturile verticale și (6) expresiile spectrale relative la modelul teoretic cilindru orizontal bidimensional și la intensitatea totală a cîmpului magnetic.

În acest studiu sînt prezentate sub formă de tablouri, expresiile spectrale ale mărimilor magnetice H, Z și Z_a relative la 16 modele utilizate în tehnica interpretării prospecțiunilor magnetometrice.

CONSIDERAȚII TEORETICE

Prezentarea detaliată a mărimilor spectrale utilizate în noua tehnică de interpretare, a fost făcută în St. cerc. geol., geogr., geofiz., Seria geofiz., **9**, *1*, 39 (1971).

Reamintim numai formulele de definiție ale acestor mărimi spectrale, care au fost calculate în acest studiu.

Dacă funcția $F(x)$ reprezintă anomalia magnetică cauzată de un model teoretic oarecare, atunci mărimile spectrale, funcția de auto-corelație și energia, relative la mărimea magnetică și modelul teoretic considerat, se calculează pe baza formulelor de definiție:

1. *Spectrul de frecvență*

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x) \cdot e^{-i\omega x} \cdot dx,$$

de unde o expresie avînd în general structura

$$S(\omega) = R(\omega) + iQ(\omega).$$

2. *Spectrul de amplitudine*

$$A(\omega) = [R^2(\omega) + Q^2(\omega)]^{1/2}.$$

3. *Spectrul de fază simplă*

$$\varphi(\omega) = \text{arc tg} \frac{Q(\omega)}{R(\omega)}.$$

4. *Spectrul de putere*

$$P(\omega) = R^2(\omega) + Q^2(\omega).$$

5. *Funcția de auto-corelație*

$$C(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{+\infty} P(\omega) \cdot \cos(x\omega) \cdot d\omega.$$

6. *Energia*

$$E = \frac{1}{\pi} \int_0^{+\infty} P(\omega) \cdot d\omega.$$

CALCULE ŞI REZULTATE

Au fost studiate mărimile magnetice :

a) componenta orizontală H a cîmpului magnetic ;

b) componenta verticală Z a cîmpului magnetic ;

c) Derivata după verticală Z_z a componentei verticale a cîmpului magnetic.

Despre ultima mărime magnetică Z_z, menţionăm că ea poate să fie determinată pe baza unei tehnici cunoscute (7, 8) aplicată unor hărţi ΔZ, sau prin măsurători directe pe teren, cînd se măsoară Z la diferite înălţimi cu ajutorul magnetometrelor protonice, de exemplu tip PMP-2 realizat în R. P. Polonă sau M-50 realizat în Elveţia.

Cunoscînd expresiile analitice ale acestor mărimi magnetice pentru diferite modele teoretice, s-a calculat cu ajutorul transformatei Fourier directe, spectrale de frecvenţă respective : $S_H(\omega)$, $S_z(\omega)$, şi $S_{z_z}(\omega)$.

În unele cazuri s-a făcut apel la teorema lui Poisson care stabileşte relaţia dintre potenţialul magnetic şi potenţialul gravimetric, ceea ce ne-a condus la următoarele formule pentru calculul spectrelor de frecvenţă magnetice atunci cînd sînt cunoscute expresiile spectrelor de frecvenţă gravimetrice :

$$S_H(\omega) = \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \sin I_0 S_{g_x}(\omega) - \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \cos I_0 S_{g_z}(\omega),$$

$$S_z(\omega) = \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \cos I_0 S_{g_x}(\omega) + \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \sin I_0 S_{g_z}(\omega),$$

$$S_{z_z}(\omega) = \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \cos I_0 S_{g_{zx}}(\omega) + \frac{\Delta\mathfrak{J}}{K\Delta\sigma} \sin I_0 S g_{z_z}(\omega).$$

În aceste relaţii, K reprezintă constanta atracţiei universale iar $\Delta\sigma$ contrastul de densitate.

Au fost calculate în continuare spectrele de amplitudine $A_H(\omega)$, $A_z(\omega)$ şi $A_{z_z}(\omega)$, spectrele de fază simplă, φ_H, φ_Z şi φ_{H_z} precum şi spectrele de putere $P_H(\omega)$, $P_z(\omega)$ şi $P_{z_z}(\omega)$. De asemenea au fost calculate funcţiile de auto-corelaţie $C_H(x)$, $C_z(x)$ şi $CZ_z(x)$ precum şi energiile E_H, E_z şi E_{z_z}.

Pentru rezolvarea transformatelor Fourier au fost utilizate tabele speciale (9, 10, 11).

Rezultatele calculelor sînt prezentate sub o formă concentrată în tablourile din studiu, iar schemele modelelor studiate sînt redate în cadrul figurilor 1—16.

Sînt utilizate notaţiile : T_0, intensitatea totală a cîmpului geomagnetic (cîmp magnetizant), I_0, înclinarea cîmpului geomagnetic, ΔX contrastul de susceptibilitate magnetică, $\Delta\mathfrak{J} = T_0\ \Delta X$, intensitatea de magnetizare, $m = S\Delta\mathfrak{J}$, intensitatea magnetică a polului (fictiv) în care S este secţiunea orizontală a zonei considerate ca reprezentînd (fictiv) un pol magnetic. Celelalte simboluri au semnificaţia indicată în tablouri şi figuri.

CONCLUZII

Din analiza formulelor prezentate se poate constata că expresiil funcţiilor spectrale, de auto-corelaţie precum şi energiile relative la cel 16 modele studiate sînt mai caracteristice, mai simple şi conţinutul lo informaţional este mai uşor de extras decît în cazul expresiilor analitic relative la aceleaşi modele. Menţionăm în acest sens termenul sin ($l\omega$) sau expresiile energiilor, respectiv a ordonatelor la origină relative l funcţiile de autocorelaţie.

Pe baza expresiilor prezentate în studiu, se poate stabili după caz o tehnică adecvată de interpretare, care în general este simplă şi comodă, ceea ce va conduce la valorile cantitative ale parametrilor care caraterizează modelul considerat, respectiv structura geologică explorată.

Rezultatele obţinute pe baza acestei tehnici sînt încurajatoare şi aplicarea în practică desigur că va ameliora puterea de rezoluţie a metodelor magnetometrice de explorare.

BIBLIOGRAFIE

1. C. A. Swartz, *Some geometrical prosperties of residual maps*, Geophysics, *19* (1954).
2. C. A. Swartz, V. M. Sokoloff, *Filtering associated with selective sampling of geophysical data*, Geophysics, *20* (1954).
3. W. C. Dean, *Frecuancy analysis for gravity and magnetic interpretation*, Geophysics, *23* (1958).
4. G. Troscov, *Primenenie preobrazenti Fourier pri resenii obratnoi problemt magnitnih i gravimetriceskih razvedok*, Prikladnaia geofizika, Moskwa, *30* (1961).
5. B. K. Bhattacharyya, *Continous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body*, Geophysics, *31* (1966).
6. N. S. Neidell, *Spectral studies of marine geophysical profiles*, Geophysics, *31* (1966).
7. V. Baranov, *Calculul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnetique mesuré a la surface du sol*, Geophysical prospecting, **I**, *1* (1953).
8. R. G. Henderson, *A comprehensive systeme of automatic computation in magnetic and gravity interpretation*, Geophysics, *25* (1960).
9. H. Bateman, A. Erdelyi, *Tables of integral transforms*, vol I. Mc. Graw-Hill Book Comp., Inc., N. Y., Toronto—London, 1954.
10. V. A. Ditkin, A. P. Prudnicov, *Integralte preobrazovanie i operationnoe iscislenie*, Gosndarstvennoe izdatelstvo fiziko-matemataiceskoe literaturi, Moskwa, 1961.
11. I. Lavoine, *Transformation de Fourier*, Ed. C.N.R.S., Paris, 1963.

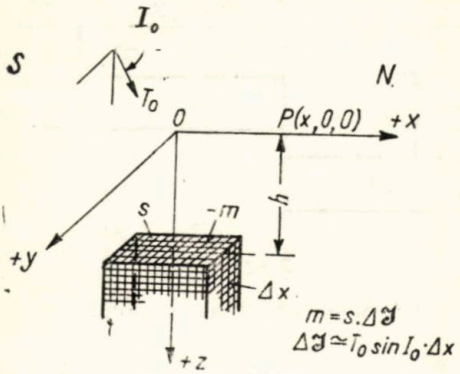


Fig. 1. — Modelul pol magnetic unic.

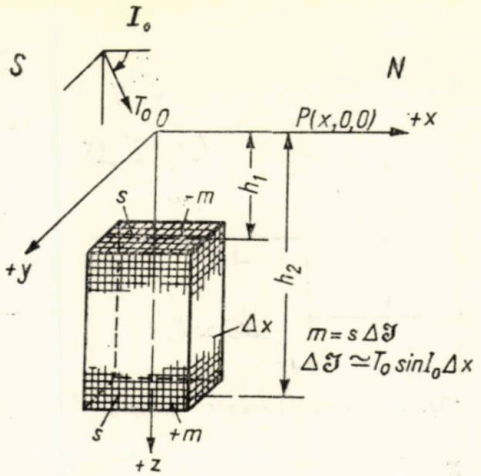


Fig. 2. — Modelul dublet vertical de poli magnetici.

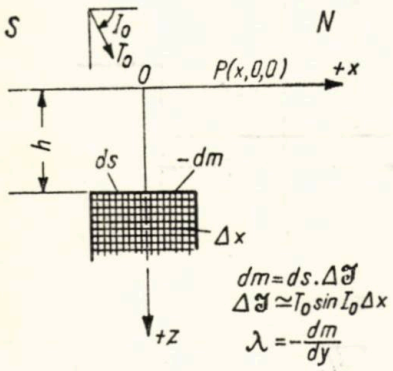


Fig. 3. — Modelul linie magnetică orizontală infinită.

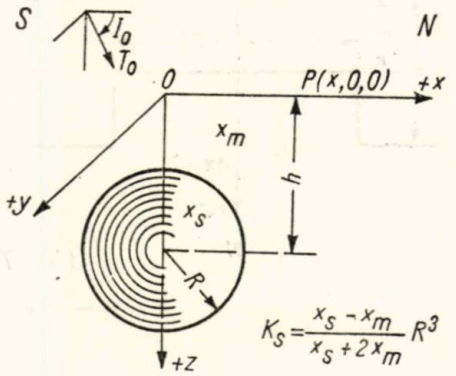


Fig. 4. — Modelul sferă uniform magnetizat.

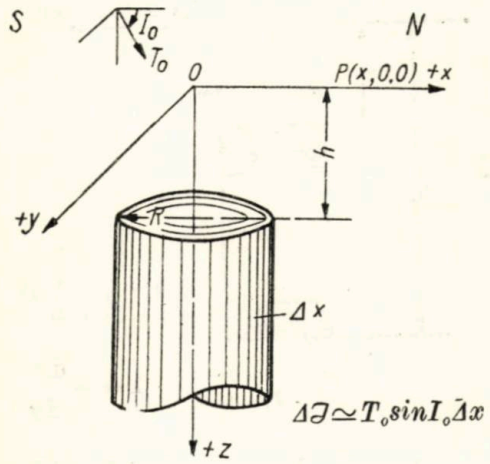


Fig. 5. — Modelul cilindru vertical semi-infinit uniform magnetizat.

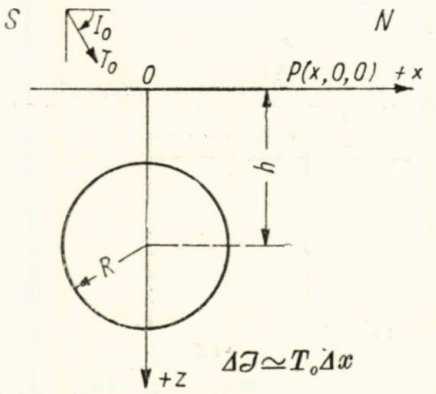


Fig. 6. — Modelul cilindru orizontal infinit extins.

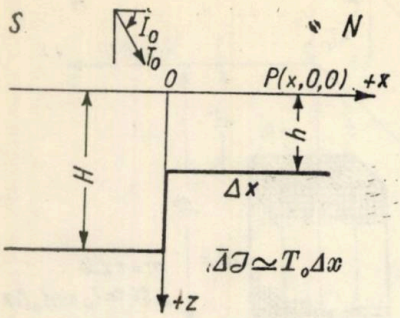


Fig. 7. — Modelul treaptă dreaptă.

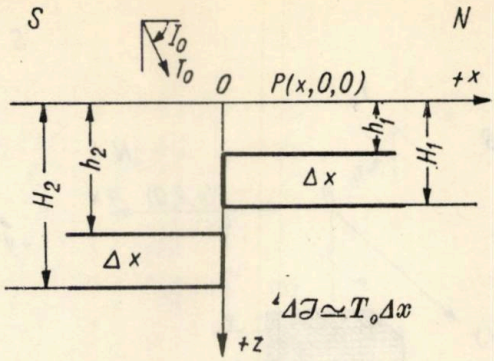


Fig. 8. — Modelul falie dreaptă.

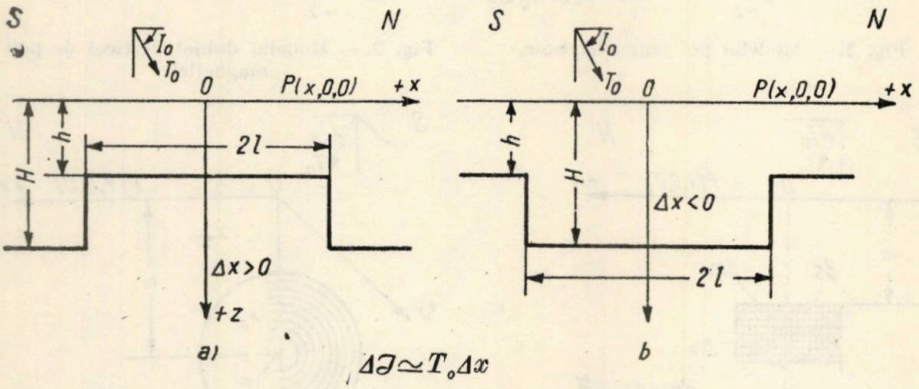


Fig. 9. — Modelele horst şi graben.

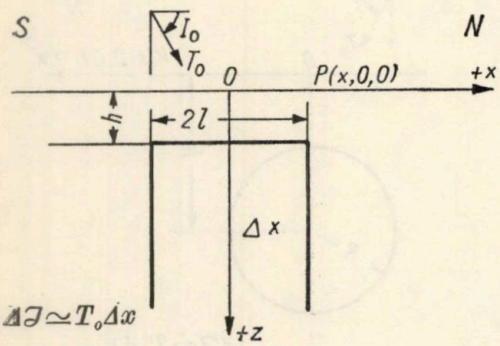


Fig. 10. — Modelul dom vertical semi-infinit.

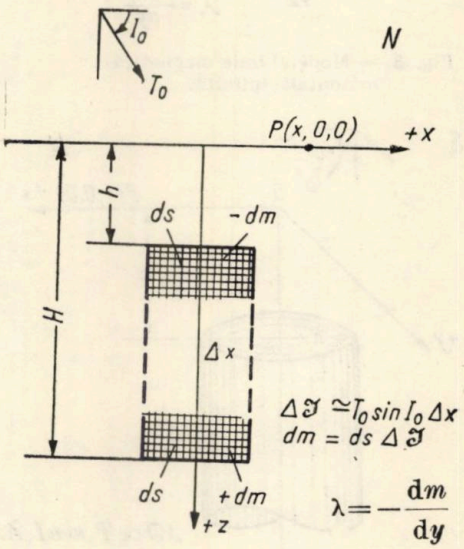


Fig. 11. — Modelul dublet vertical de linii magnetice.

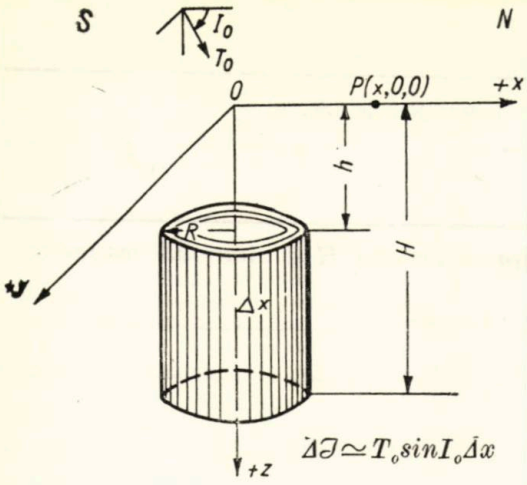


Fig. 12. — Modelul cilindru vertical finit uniform magnetizat.

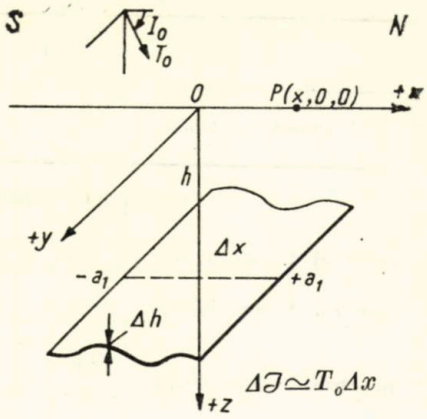


Fig. 13. — Modelul placă orizontală finită bidimensională.

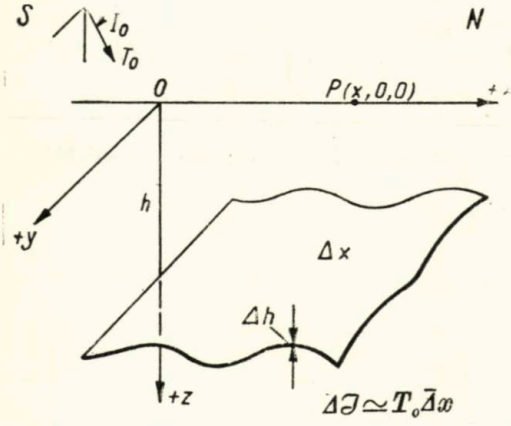


Fig. 14. — Modelul semi-placă orizontală bidimensională.

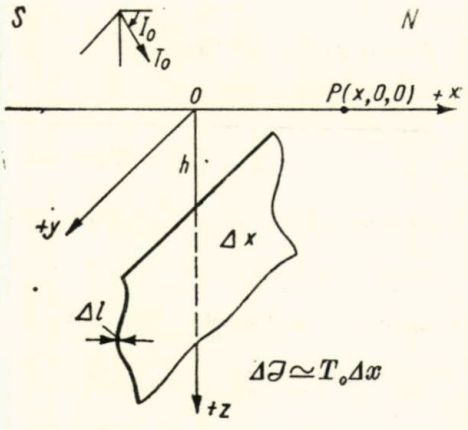


Fig. 15. — Modelul placă verticală bidimensională semi-infinită.

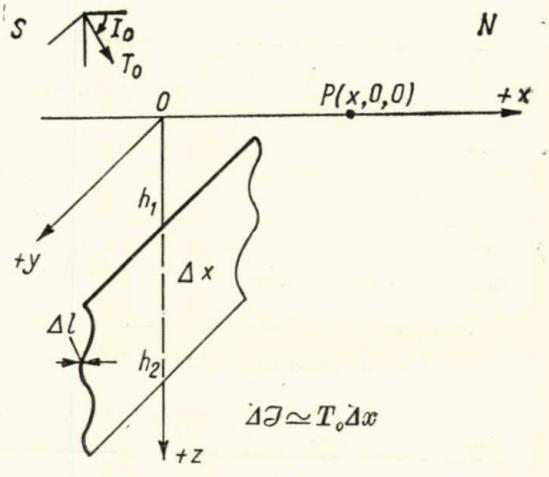


Fig. 16. — Modelul placă verticală bidimensională finită.

1. MODELUL POL MAGNETIC (fig. 1)

Mărimea spectrală.	Formula
	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_H(\omega) = i\,2\,m\,\omega\,K_0(h\,\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\,m\,\omega\,K_0\,(h\,\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\,m^2\,\omega^2\,[K_0\,(h\,\omega)]^2$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = \frac{m^2}{h^3}\sum_{K=0}^{\infty}(-1)^K \frac{\left[\Gamma\left(\frac{3}{2}+K\right)\right]^3}{\Gamma\left(\frac{1}{2}+K\right)\cdot\Gamma(2+K)}\cdot\left(\frac{x}{2h}\right)^{2K}\cdot\frac{1}{K!}$.
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 2\,m\,\omega\,K_1\,(h\,\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\,m\,\omega\,K_1\,(h\,\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_z = 0\,;\,\pi$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\,m^2\,\omega^2\,[K_1\,(h\,\omega)]^2$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x) = \frac{m^2}{h^3}\sum_{K=0}^{\infty}(-1)^K \frac{\Gamma\left(\frac{5}{2}+K\right)\cdot\Gamma\left(\frac{3}{2}+K\right)}{\Gamma\,(2+K)}\cdot\left(\frac{x}{2h}\right)^{2K}\cdot\frac{1}{K!}$.
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_{Z_z}(\omega) = 12\,m\cdot\omega^2\,K_2(h\,\omega) + \frac{m}{6\,h^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}\,[\omega^2 K_2(h\omega)]$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 12\,m\,\omega^2\,K_2(h\omega) + \frac{m}{6\,h^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}\,[\omega^2 K_2\,(h\omega)]$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = 0\,;\,\pi$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = m^2\left\{12\,\omega^2\,K_2\,(h\omega) + \frac{1}{6\,h^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}\,[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2$.

2. MODELUL DUBLET VERTICAL DE POLI MAGNETICI (fig. 2)

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_H(\omega) = i\,2\,m\,\omega[\,K_0(h_1\,\omega) - K_0(h_2\,\omega)]$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\,m\,\omega\,[K_0(h_1\,\omega) - K_0(h_2\,\omega)]$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\,m^2\,\omega^2\,[K_0(h_1\,\omega) - K_0(h_2\,\omega)]^2$.
	Componența verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență.	$S_Z(\omega) = 2\,m\,\omega\,[K_1(h_1\omega) - K_1(h_2\,\omega)]$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\,m\,\omega\,[K_1(h_1\,\omega) - K_1(h_2\,\omega)]$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = 0\,;\ \pi$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\,m^2\,\omega^2\,[K_1(h_1\,\omega) - K_1(h_2\,\omega)]^2$.
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_{Z_z}(\omega) = m\left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_1\,\omega) + \frac{1}{6h_1}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_1\,\omega)] - \right.$ $\left. - \frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_2\omega) - \frac{1}{6h_2^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_2\,\omega)]\right\}$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = m\left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_1\omega) + \frac{1}{6h_1^2}\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_1\,\omega)] - \right.$ $\left. - \frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_2\omega) - \frac{1}{6h_2^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_2\,\omega)]\right\}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = 0\,;\ \pi$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = m^2\left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_1\omega) + \frac{1}{6h_1^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_1\,\omega)] - \right.$ $\left. - \frac{4}{3}\omega^2 K_2(h_2\,\omega) - \frac{1}{6h_2^2}\cdot\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h_2\,\omega)]\right\}^2$.

3. MODELUL LINIE MAGNETICĂ ORIZONTALĂ INFINITĂ (fig.3)

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_H(\omega) = i\,2\,\pi\lambda\cdot e^{-h\omega}$.

3. MODELUL LINIE MAGNETICĂ ORIZONTALĂ INFINITĂ (fig. 3) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi\lambda \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2\lambda^2 e^{-2h\omega}$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = 4\pi\lambda^2 \cdot \frac{2h}{4h^2 + x^2}$.
Energia	$E_H = 2\pi\lambda^2 \cdot \frac{1}{h}$.
	Competenţa verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 2\pi\lambda \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi\lambda \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = 0; \pi$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2\lambda^2 e^{-2h\omega}$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x) = 4\pi\lambda^2 \frac{2h}{4h^2 + x^2}$.
Energia	$E_Z = 2\pi\lambda^2 \cdot \frac{1}{h}$.
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_{Z_z}(\omega) = 2\pi\lambda \cdot \omega e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 2\pi\lambda \cdot \omega \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = 0; \pi$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 4\pi^2 \cdot \lambda^2 \cdot \omega^2 e^{-2h\omega}$.

4. MODELUL LINIE MAGNETICĂ ORIZONTALĂ INFINITĂ (fig. 3) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Funcția de auto-corelație	$C_{Z_z}(x) = 8\pi\lambda^2 \cdot \left(\frac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right].$
Energia	$E_{Z_z} = \pi\lambda^2 \frac{1}{h^3}.$

4. MODELUL SFERĂ UNIFORM MAGNETIZATĂ (fig. 4).

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_H(\omega) = -K_S T_0 \cos I_0 \left\{\frac{4}{3h^2} \cdot \frac{d^2}{d\omega^2}\left[\omega^2 K_2(h\omega) + \frac{2}{3}\omega^2 K_2(h\omega)\right\} - \right.$ $- i K_S T_0 \sin I_0 \frac{2}{h} \cdot \frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)].$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = \left\{K_S^2 T_0^2 \cos^2 I_0 \left\{\frac{4}{3h^2} \cdot \frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h\omega)] + \frac{2}{3}\omega^2 K_2(h\omega)\right\}^2 + \right.$ $+ K_S^2 T_0^2 \sin^2 I_0 \frac{4}{h^2}\left\{\frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2\Big\}^{1/2}.$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H(\omega) = \text{arc tg } \frac{Q(\omega)}{R(\omega)}.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = K_S^2 T_0^2 \cos^2 I_0 \left\{\frac{4}{3h^2}\frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h\omega)] + \frac{2}{3}\omega^2 K_2(h\omega)\right\}^2 +$ $+ K_S^2 T_0^2 \sin^2 I_0 \cdot \frac{4}{h^2}\left\{\frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2.$
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_Z(\omega) = K_S T_0 \sin I_0 \left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h\omega) + \frac{2}{3h^2} \cdot \frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\} -$ $- i K_S T_0 \cos I_0 \frac{2}{h}\frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)].$
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = \left\{K_S^2 T_0^2 \sin^2 I_0 \left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h\omega) + \frac{2}{3h^2} \cdot \frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h\omega)\right\}^2 + \right.$ $+ K_S^2 T_0^2 \cos^2 I_0 \frac{4}{h^2}\left\{\frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2\Big\}^{1/2}$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z(\omega) = \text{arc tg } \frac{Q(\omega)}{R(\omega)}.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = K_s^2 T_0^2 \sin^2 I_0 \left\{\frac{4}{3}\omega^2 K_2(h\omega) + \frac{2}{3h^2} \cdot \frac{d^2}{d\omega^2}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2 +$ $+ K_S^2 T_0^2 \cos^2 I_0 \frac{4}{h^2}\left\{\frac{d}{d\omega}[\omega^2 K_2(h\omega)]\right\}^2.$

5. MODELUL CILINDRU VERTICAL SEMI-INFINIT UNIFORM MAGNETIZAT (fig. 5)

Mărimea spectrală	Formula
	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_H(\omega) = i\,2\pi R^2 \Delta \mathfrak{J} \omega K_0 (h\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi R^2 \cdot \Delta \mathfrak{J} \cdot \omega \cdot K_0 (h\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere.	$P_H(\omega) = 4\pi^2 R^4 \cdot \Delta \mathfrak{J}^2 \omega^2 [K_0 h(\omega)]^2$.
Funcția de auto-corelație	$C_H(x) = \frac{\pi^2 R^4 \Delta \mathfrak{J}^2}{h^3} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \frac{\left[\Gamma\left(\frac{3}{2} + K\right)\right]^3}{\Gamma\left(\frac{1}{2} + K\right) \cdot \Gamma(2 + K)} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} \cdot \frac{1}{K!}$.
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_Z(\omega) = 2\pi R^2 \Delta \mathfrak{J} \cdot \omega \cdot K_1 (h\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi R^2 \cdot \Delta \mathfrak{J} \cdot \omega \cdot K_1 (h\omega)$.
Spectru l de fază simplă	$\varphi_Z = 0\,;\,\pi$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2 R^4 \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \omega^2 [K_1 (h\omega)]^2$.
Funcția de auto-corelație	$C_Z(x) = \frac{\pi^2 R^4 \Delta \mathfrak{J}^2}{h^3} \sum_{K=0}^{\infty} (-1)^K \frac{\Gamma\left(\frac{5}{2} + K\right) \cdot \Gamma\left(\frac{3}{2} + K\right)}{\Gamma(2 + K)} \cdot \left(\frac{x}{2h}\right)^{2K} \cdot \frac{1}{K!}$.

6. MODELUL CILINDRU ORIZONTAL INFINIT EXTINS (fig. 6)

Mărimea spectrală	Formula
	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_H(\omega) = -2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\pi R^2\cos I_0\omega e^{-h\omega} + i\,2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\pi R^2\sin I_0\omega\cdot e^{-h\omega}$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\pi R^2\cdot\omega\cdot e^{-h\omega}.$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = -I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\,(\pi R^2)^2\cdot\omega^2\,e^{-2h\omega}.$
Funcția de auto-corelație	$C_H(x) = 8\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2(\pi R^2)^2\cdot\left(\frac{2h}{4h^2+x^2}\right)^3\left[1-3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right].$
Energia	$E_H = \pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2(\pi R^2)^2\cdot\frac{1}{h^3}.$
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_Z(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}.\,\pi R^2\sin I_0\,\omega\,e^{-h\omega} + i\,2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\pi R^2\cos I_0\omega e^{-h\omega}.$
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}.\,\pi R^2\cdot\omega\,e^{-h\omega}.$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2\cdot\Delta\,\mathfrak{J}^2(\pi R^2)^2\cdot\omega^2.\,e^{-2h\omega}.$
Funcția de auto-corelație	$C_Z(x) = 8\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\cdot(\pi R^2)^2\cdot\left(\frac{2h}{4h^2+x^2}\right)^3\left[1-3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right].$
Energia	$E_Z = \pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2(\pi R^2)^2\,\frac{1}{h^3}.$
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_{Z_Z}(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}.\,\pi R^2\cdot\sin I_0\omega^2\,e^{-h\omega} + i\,2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\,\pi R^2.\cos I_0\omega^2.e^{-h\omega}.$
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_Z}(\omega) = 2\pi\cdot\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\pi\,R^2\cdot\omega^2 e^{-h\omega}.$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_Z} = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_{Z_Z}(\omega) = 4\pi^2.\,\Delta\,\mathfrak{J}^2(\pi R^2)^2\omega^4 e^{-2h\omega}.$

6. MODELUL CILINDRU ORIZONTAL INFINIT EXTINS (fig. 6) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Funcţia de auto-corelaţie	$C_{Z_Z}(x) = 96\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2 \cdot (\pi R^2)^2 \cdot \frac{1}{(4h^2 + x^2)^{5/2}} \cos\left[5 \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{x}{2h}\right)\right]$.
Energia	$E_{Z_Z} = 3\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\,(\pi R^2)^2 \cdot \frac{1}{h^5} \cdot$

7. MODELUL TREAPTĂ DREAPTĂ (fig. 7)

Spectrul de frecvenţă	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = -2\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}.\,\frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\,\sin I_0 -$ $- i\,2\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}.\,\frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}).\,\cos I_0.$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\,\pi\Delta\,I.\,\frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})$ (formula lui Troscov [4]).
Spectrul de frecvenţă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\,\pi^2 \cdot \Delta\,\mathfrak{J}^2 \cdot \frac{1}{\omega^2}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2.$
Spectrul de frecvenţă	*Componenta verticală Z a cîmpului magnetic* $S_Z(\omega) = -2\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}) \cdot \cos I_0 +$ $+ i\,2\pi\Delta\mathfrak{J}\,\frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\,\sin I_0.$
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\,\pi\,\Delta\mathfrak{J} \cdot \frac{1}{\omega}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = -I_0.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2 \cdot \Delta\,\mathfrak{J}^2 \cdot \frac{1}{\omega^2}\,(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2.$
Spectrul de frecvenţă	*Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic* $S_{Z_z}(\omega) = -2\,\pi\,\Delta\mathfrak{J} \cdot (e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\,\cos I_0 +$ $+ i\,2\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J} \cdot (e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\,\sin I_0.$

7. MODELUL TREAPTĂ DREAPTĂ (fig. 7) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\left(e^{-H\omega}-e^{-h\omega}\right).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = -I_0.$
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 4\pi^2\cdot\Delta\,\mathfrak{J}^2\left(e^{-H\omega}-e^{-h\omega}\right)^2.$
Funcţia de autocorelaţie	$C_{Z_z}(x) = 8\pi\,\Delta\mathfrak{J}^2\left[\frac{H}{H^2+x^2}+\frac{h}{4h^2+x^2}-\frac{H+h}{(H+h)^2+x^2}\right].$
Energia	$E_{Z_z} = 4\pi\,\Delta\mathfrak{J}^2\left[\frac{1}{2H}+\frac{1}{2h}-2\cdot\frac{1}{H+h}\right].$

8. MODELUL FALIE DREAPTĂ (fig. 8)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de frecvenţă	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = -2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\sin I_0\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right]-$ $-\,i\,2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\cos I_0\,\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right].$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right].$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2\cdot\Delta\mathfrak{J}^2\cdot\frac{1}{\omega^2}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right]^2.$
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = -2\pi\Delta\mathfrak{J}\cos I_0\,\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right]+$ $+\,i\,2\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\sin I_0\,\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega}-e^{-h_1\omega}\right)-\left(e^{-H_2\omega}-e^{-h_2\omega}\right)\right].$

8. MODELUL FALIE DREAPTĂ (fig. 8) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\,\frac{1}{\omega}\left[\left(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}\right) - \left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right)\right].$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = -\,I_0\,.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2\Delta\,\mathfrak{J}^2\cdot\frac{1}{\omega^2}\left[\left(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}\right) - \left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right)\right]^2.$
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$Sz_z(\omega) = 2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\cos I_0\left[\left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right) - \left(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}\right)\right] -$ $- i\,2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\,\sin I_0\left[\left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right) - \left(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}\right)\right].$
Spectrul de amplitudine	$A_{z_z}(\omega) = 2\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\,\left[\left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right) - \left(e^{-H_1\omega} - e^{h_1\omega}\right)\right].$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{z_z} = -\,I_0\,.$
Spectrul de putere	$P_{z_z}(\omega) = 4\pi^2.\,\Delta\,\mathfrak{J}^2.\,\left[\left(e^{-H_2\omega} - e^{-h_2\omega}\right) - \left(e^{-H_1\omega} - e^{-h_1\omega}\right)\right]^2.$
Funcția de auto-corelație	$C_{z_z}(x) = 8\pi\Delta\,\mathfrak{J}^2\left[\frac{H_1}{4H_1^2 + x^2} + \frac{h_1}{4h_1^2 + x^2} - \frac{H_1 + h_1}{(H_1 + h_1)^2 + x^2} + \right.$ $+ \frac{H_2}{4H_2^2 + x^2} + \frac{h_2}{4h_2^2 + x^2} - \frac{H_2 + h_2}{(H_2 + h_2)^2 + x^2} - \frac{h_1 + h_2}{(h_1 + h_2)^2 + x^2} +$ $\left. + \frac{H_1 + h_2}{(H_1 + h_2)^2 + x^2} + \frac{H_2 + h_1}{(H_2 + h_1)^2 + x^2} - \frac{H_1 + H_2}{(H_1 + H_2)^2 + x^2}\right].$
Energia	$E_{z_z} = 4\pi\Delta\,\mathfrak{J}^2\left[\frac{1}{2H_2} + \frac{1}{2h_2} + \frac{1}{2H_1} + \frac{1}{2h_1} - 2\frac{1}{H_2 + h_2} - \right.$ $\left. - 2\frac{1}{H_1 + h_1} - 2\frac{1}{H_1 + H_2} - 2\frac{1}{h_1 + h_2} + 2\frac{1}{H_1 + h_2} + 2\frac{1}{H_2 + h_1}\right]$

9. MODELUL HORST SAU GRABEN (fig. 9 a și b)

	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvență	$S_Z(\omega) = -\,4\pi\,\Delta\mathfrak{J}\,\sin I_0\frac{1}{\omega}\left(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}\right)\sin(l\omega) -$ $- i\,4\pi\,\Delta\mathfrak{J}.\,\cos I_0.\,\frac{1}{\omega}\left(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}\right).\,\sin(l\omega).$

9. MODELUL HORST SAU GRABEN (fig. 9) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J}.\ \frac{1}{\omega}\left(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}\right)\sin(l\omega).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 16\pi^2\Delta\mathfrak{J}^2.\ \frac{1}{\omega^2}\left(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}\right)^2 \sin^2(l\omega).$
Spectrul de frecvență	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = -4\pi\Delta\mathfrak{J}\cos I_0 \frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega) -$ $- i\,4\pi\Delta\mathfrak{J}\sin I_0 \frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega).$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J}\frac{1}{\omega}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}).\sin(l\omega).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 16\pi^2\Delta\mathfrak{J}^2 \cdot \frac{1}{\omega^2}(e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2 \sin^2(l\omega).$
Spectrul de frecvență	*Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic* $SZ_z(\omega) = -4\pi\Delta\mathfrak{J}\sin I_0\ (e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega) -$ $- i\,4\pi\Delta\mathfrak{J}\cos I_0 (e^{-H\omega} - e^{-h\omega})\sin(l\omega).$
Spectrul de amplitudine	$AZ_z(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot(e^{-H\omega} - e^{-h\omega}).\ \sin(l\omega).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = -\left(\frac{\pi}{2} - I_0\right).$
Spectrul de putere	$PZ_z(\omega) = 16\pi^2\Delta\mathfrak{J}^2\ (e^{-H\omega} - e^{-h\omega})^2 \sin^2(l\omega).$

9. MODELUL HORST SAU GRABEN (fig. 9) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Funcția de autocorelație	$C_{Z_z}(x) = 8\pi\Delta\,\mathfrak{J}^2\left\{\frac{2H}{4H^2+x^2} - H\{[4H^2+(2l-x)^2]^{-1} + [4H^2+(2l+x)^2]^{-1} + \frac{2h}{4h^2+x^2} - h\{[4h^2+(2l-x)^2]^{-1} + [4h^2+(2l+x)^2]^{-1}\} - \frac{2(H+h)}{(H+h)^2+x^2} + (H+h)\{[(H+h^2)+(2l-x)^2]^{-1} + [(H+h)^2+(2l+x)^2]^{-1}\}\right\}$.
Energia	$E_{Z_z} = 16\pi\Delta\,\mathfrak{J}^2\left\{\frac{l^2}{4H(l^2+H^2)} + \frac{l^2}{4h(l^2+h^2)} - 4\frac{l^2}{(H+h)[4l^2+(H+h)^2]}\right\}$.

10. MODELUL DOM VERTICAL SEMI-INFINIT (fig. 10)

Spectrul de frecvență	*Componenta verticală Z a cîmpului magnetic* $S_z(\omega) = 4\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\frac{1}{\omega}e^{-h\omega}\sin(l\omega)$ (formula lui Troscov [4])
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 4\pi\Delta\,\mathfrak{J}.\frac{1}{\omega}e^{-h\omega}\sin(l\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = 0$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 16\pi^2\Delta\,\mathfrak{J}^2\cdot\frac{1}{\omega^2}e^{-2h\omega}\sin^2(l\omega)$.
Spectrul de frecvență	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = i\,4\pi.\Delta\,\mathfrak{J}.\frac{1}{\omega}e^{-h\omega}\sin(l\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J}.\frac{1}{\omega}e^{-h\omega}\sin(l\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.

10. MODELUL DOM VERTICAL SEMI-INFINIT (fig. 10) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de putere	$P_z(\omega) = 16\,\pi^2 \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \frac{1}{\omega^2} e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega)$.
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_{Z_z}(\omega) = 4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J} \cdot e^{-h\omega} \sin(l\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J} \cdot e^{-h\omega} \sin(l\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = 0$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 16\,\pi^2\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\, e^{-2h\omega} \sin^2(l\omega)$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_{Z_z}(x) = 8\,\pi\,\Delta\mathfrak{J}^2 \left\{ \frac{2h}{4h^2 + x^2} - h \left\{ [4h^2 + (2l - x)^2]^{-1} + [4h^2 + (2l + x)^2]^{-1} \right\} \right\}$.
Energia	$E_{Z_z} = 4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2 \cdot \frac{l^2}{h(l^2 + h^2)}$.

11. MODELUL DUBLET VERTICAL DE LINII MAGNETICE (fig. 11).

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_H(\omega) = i \cdot 2\pi\lambda \cdot (e^{-h\omega} - e^{-H\omega})$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\,\pi\,\lambda \cdot (e^{-h\omega} - e^{-H\omega})$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2\,\lambda^2\,(e^{-h\omega} - e^{-H\omega})^2$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = 8\pi\,\lambda^2 \left[\frac{H}{4H^2 + x^2} + \frac{h}{4h^2 + x^2} - \frac{H + h}{(H + h)^2 + x^2} \right]$.
Energia	$E_H = 8\pi\,\lambda^2 \left(\frac{1}{4H} + \frac{1}{4h} - \frac{1}{H + h} \right)$.

11. MODELUL DUBLET VERTICAL DE LINII MAGNETICE (fig. 11) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x) = 8\pi\lambda^2\left[\frac{H}{4H^2+x^2}+\frac{h}{4h^2+x^2}-\frac{H+h}{(H+h)^2+x^2}\right]$
Energia	$E_Z = 8\pi\lambda^2\left[\frac{1}{4H}+\frac{1}{4h}-\frac{1}{H+h}\right)$.
Spectrul de frecvenţă	*Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic* $S_{Z_z}(\omega) = 2\pi\lambda\cdot\omega\left(e^{-h\omega}-e^{-H\omega}\right)$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 2\pi\lambda\cdot\omega\left(e^{-h\omega}-e^{-H\omega}\right)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = 0\ ;\pi$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 4\pi^2\lambda^2\omega^2\left(e^{-h\omega}-e^{-H\omega}\right)^2$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_{Z_z}(x) = 8\pi\lambda^2\left\{\left(\frac{2H}{4H^2+x^2}\right)^3\left[1-3\left(\frac{x}{2H}\right)^2\right]+\left(\frac{2h}{4h^2+x^2}\right)^3\left[1-3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]-2\left[\frac{H+h}{(H+h)^2+x^2}\right]^3\left[1-3\left(\frac{x}{H+h}\right)^2\right]\right\}$.

12. MODELUL CILINDRU VERTICAL FINIT UNIFORM MAGNETIZAT (fig. 12).

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_H(\omega) = i\,2\pi R^2\Delta\mathfrak{J}\cdot\omega\,[K_0(h\omega)-K_0(H\omega)]$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi R^2\Delta\mathfrak{J}\cdot\omega\,[K_0(h\omega)-K_0(H\omega)]$.

12. MODELUL CILINDRU VERTICAL DE LINII MAGNETICE (fig. 11). (continuare)

Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2}$.
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4(\pi R^2)^2 \Delta\mathfrak{J}^2 \cdot \omega^2 [K_0(h\omega) - K_0(H\omega)]^2$.
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 2\pi R^2 \cdot \Delta\mathfrak{J} \cdot \omega [K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi R^2 \Delta\mathfrak{J} \cdot \omega [K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = 0; \pi$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4(\pi R^2)^2 \Delta\mathfrak{J}^2 \cdot \omega^2 [K_1(h\omega) - K_1(H\omega)]^2$.

13. MODELUL PLACĂ ORIZONTALĂ FINITĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 13)

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_H(\omega) = -4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h, \cos I_0 e^{-h\omega} \sin(a_1\omega) + i\,4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h \cdot \sin I_0 e^{-h\omega} \sin(a_1\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h \cdot e^{-h\omega} \sin(\alpha_1\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = -I_0$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 16\pi^2 \Delta\mathfrak{J}^2 \Delta h^2 e^{-2h\omega} \sin^2(a_1\omega)$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = 16\pi\Delta\mathfrak{J}^2\Delta h^2 \left\{ \frac{2h}{4h^2 + x^2} - h \{[4h^2 + (2a_1 - x)^2]^{-1} + [4h^2 + (2a_1 + x)^2]^{-1}\} \right\}$.
Energia	$E_H = 4\pi\Delta\mathfrak{J}^2\Delta h^2 \cdot \frac{a_1^2}{h(a_1^2 + h^2)}$.
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h \cdot \sin I_0 e^{-h\omega} \sin(a_1\omega) + i \cdot 4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h \cdot \cos I_0 e^{-h\omega} \sin(a_1\omega)$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta h \cdot e^{-h\omega} \sin(a_1\omega)$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = \frac{\pi}{2} - I_0$.

13. MODELUL PLACĂ ORIZONTALĂ FINITĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 13) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 16\,\pi^2\,\Delta\mathfrak{J}^2\Delta h^2 e^{-2h\omega}\sin^2(a_1\omega).$
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x) = 16\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\cdot\Delta\,h^2\left\{\frac{2h}{4h^2+x^2} - h\{[4h^2+(2a_1-x)^2]^{-1} + [4h^2+(2a_1+x)]^2\right\}.$
Energia	$E_Z = 4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\cdot\Delta\,h^2\cdot\frac{a_1^2}{h(a_1^2+h^2)}$
Spectrul de frecvenţă	*Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic* $Sz_z(\omega) = 4\pi\,\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta\,h\cdot\sin I_0\,\omega e^{-h\omega}\sin(a_1\omega) + i4\pi\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\Delta h\cdot\cos I_0\omega\cdot e^{-h\omega}\sin(a_1\omega).$
Spectrul de amplitudine	$Az_z(\omega) = 4\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\Delta\,h\cdot\omega e^{-h\omega}\sin(a_1\,\omega).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi z_z = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$Pz_z(\omega) = 16\,\pi^2\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\Delta\,h^2\,\omega^2 e^{-2h\omega}\sin^2(a_1\,\omega).$

14. MODELUL SEMI-PLACĂ ORIZONTALĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 14).

Spectrul de frecvenţă	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta\,h\cdot\sin I_0\,e^{-h\omega} + i\,4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\cdot\Delta\,h\cdot\cos I_0\cdot e^{-h\omega}$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 4\,\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}\,\Delta\,h\cdot e^{-h\omega}$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = \frac{\pi}{2} - I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 16\,\pi^2\cdot\Delta\mathfrak{J}^2\Delta h^2\,e^{-2h\omega}.$
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = 8\pi\Delta\mathfrak{J}^2\,\Delta\,h^2\cdot\frac{2h}{4h^2+x^2}.$

14. MODELUL SEMI-PLACĂ ORIZONTALĂ BIDIMENSIONALĂ (fig. 14) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Energia	$E_H = 2\pi\Delta\,\mathfrak{I}^2\Delta h^2 \cdot \frac{1}{h}$.
Spectrul de frecvență	*Componenta verticală Z a cîmpului magnetic* $S_Z(\omega) = 4\pi\Delta\mathfrak{I}\cdot\Delta h.\ \cos I_0 \cdot {}^{-\hbar\omega} - \mathrm{i}\,4\pi\Delta\mathfrak{I}\,\Delta h \sin I_0\, e^{\hbar\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 4\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}\cdot\Delta h.\, e^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = -I_0$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 16.\,\pi^2\,\Delta\,\mathfrak{I}^2\,\Delta\,h^2\,e^{-2\hbar\omega}$.
Funcția de autocorelație	$C_Z(x) = 8\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}^2\cdot\Delta h^2 \frac{2h}{4h^2 + x^2}$.
Energia	$EZ = 2\pi\,\Delta\ \mathfrak{I}^2\cdot\Delta\,h^2.\ \frac{1}{h}$.
Spectrul de frecvență	*Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic* $SZ_z(\omega) = 4\pi\cdot\Delta\,\mathfrak{I}\cdot\Delta h.\cos I_0\omega\, e^{-\hbar\omega} - \mathrm{i}4\pi\ \Delta\mathfrak{I}\cdot\ \Delta h.\sin I_0\,\omega e^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$AZ_z(\omega) = 4\pi\cdot\Delta\mathfrak{I}\cdot\Delta\,h.\,\omega e^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = -I_0$.
Spectrul de putere	$PZ_z(\omega) = 16.\,\pi^2\cdot\Delta\,\mathfrak{I}^2\cdot\Delta\,h^2\,\omega^2 e^{-2\hbar\omega}$.
Funcția de autocorelație	$CZ_z(x) = 8\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}^2\cdot\Delta\,h^2\left(\frac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3\left[1 - 3\left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]$.
Energia	$EZ_z = \pi\,\Delta\,\mathfrak{I}^2\,\Delta\,h^2.\,\frac{1}{h^3}$.

15. MODELUL PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ SEMI-INFINITĂ (fig. 15)

Spectrul de frecvență	*Componenta orizontală H a cîmpului magnetic* $S_H(\omega) = -\,2\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}\cdot\Delta l\cos I_0\, e^{-\hbar\omega} + \mathrm{i}\,2\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}\,\Delta\,l\sin I_0\, e^{-\hbar\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi\,\Delta\,\mathfrak{I}\cdot\Delta\,l.e^{\hbar\omega}$ (formula lui Troscov [4]).

15. MODELUL PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ SEMI-INFINITĂ (fig. 15)
(continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = -I_0$.
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2 \cdot \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \, e^{2h\omega}$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x) = 8\pi \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \dfrac{2h}{4h^2 + x^2}$.
Energia	$E_H = 2\pi \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \cdot \dfrac{1}{h}$.
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 2\pi \Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta l \sin I_0 e^{-h\omega} + i2\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta l \cdot \cos I_0 e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi\Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta l . e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = \dfrac{\pi}{2} - I_0$.
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2 \cdot \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \cdot e^{-2h\omega}$
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x) = 8\pi \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \dfrac{2h}{4h^2 + x^2}$,
Energia	$E_Z = 2\pi \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \dfrac{1}{h}$.
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_{Z_z}(\omega) = 2\pi \Delta\mathfrak{J} \cdot \Delta l \sin I_0 \omega e^{-h\omega} + i \, 2\pi \, \Delta\mathfrak{J} \, \Delta l \cos I_0 \omega \cdot e^{-h\omega}$.
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 2\pi \Delta \cdot \mathfrak{J} \Delta l \cdot \omega e^{-h\omega}$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = \dfrac{\pi}{2} - I_0$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 4\pi^2 \cdot \Delta \mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \cdot \omega^2 e^{-2h\omega}$.
Funcţia de auto-corelaţie	$C_{Z_z}(x) = 8\pi \Delta\mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \left(\dfrac{2h}{4h^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\dfrac{x}{2h}\right)^2\right]$.
Energia	$E_{Z_z} = \pi \Delta \mathfrak{J}^2 \Delta l^2 \dfrac{1}{h^3}$.

16. MODELUL PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ FINITĂ (fig. 16)

	Componenta orizontală H a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_H(\omega) = -2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\cdot\cos I_0\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right)+ i2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\cdot\sin I_0 \left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right).$
Spectrul de amplitudine	$A_H(\omega) = 2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\cdot\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_H = -I_0.$
Spectrul de putere	$P_H(\omega) = 4\pi^2\cdot\Delta\mathfrak{J}^2\cdot\Delta l^2\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right)^2.$
Funcţia de auto-corelaţie	$C_H(x)=4\pi\Delta.\,\mathfrak{J}^2\Delta l^2\left[\frac{2h_1}{4h_1^2+x^2}+\frac{2h_2}{4h_2^2+x^2}-2\frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+x^2}\right].$
Energia	$E_H = 4\pi\Delta\mathfrak{J}^2\cdot\Delta l^2\cdot\left(\frac{1}{2h_1}+\frac{1}{2h_2}-2\frac{1}{h_1+h_2}\right).$
	Componenta verticală Z a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_Z(\omega) = 2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\sin I_0\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right)+ i\,2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\cos I_0\cdot \left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right.$
Spectrul de amplitudine	$A_Z(\omega) = 2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right).$
Spectrul de fază simplă	$\varphi_Z = \frac{\pi}{2}-I_0.$
Spectrul de putere	$P_Z(\omega) = 4\pi^2\cdot\Delta\mathfrak{J}^2\cdot\Delta l^2\left(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}\right)^2.$
Funcţia de auto-corelaţie	$C_Z(x)=4\pi\Delta\mathfrak{J}^2.\,\Delta l^2.\left[\frac{2h_1}{4h_1^2+x^2}+\frac{2h_2}{4h_2^2+x^2}-2\frac{h_1+h_2}{(h_1+h_2)^2+x^2}\right].$
Energia	$E_Z = 4\pi\Delta\mathfrak{J}^2\cdot\Delta l^2\left(\frac{1}{2h_1}+\frac{1}{2h_2}-2\frac{1}{h_1+h_2}\right).$
	Gradientul vertical Z_z al componentei verticale a cîmpului magnetic
Spectrul de frecvenţă	$S_{Z_z}(\omega) = 2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\sin I_0\cdot\omega(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}) + i\,2\pi\Delta\mathfrak{J}\cdot\Delta l\cos I_0\,\omega\,(e^{-h_1\omega}-e^{-h_2\omega}).$

16. MODELUL PLACĂ VERTICALĂ BIDIMENSIONALĂ FINITĂ (fig. 16) (continuare)

Mărimea spectrală	Formula
Spectrul de amplitudine	$A_{Z_z}(\omega) = 2\pi \cdot \Delta\, \mathfrak{J} \cdot \Delta l \cdot \omega\,(e^{-h_1\omega} - e^{-h_2\omega})$.
Spectrul de fază simplă	$\varphi_{Z_z} = \frac{\pi}{2} - I_0$.
Spectrul de putere	$P_{Z_z}(\omega) = 4\pi^2 \Delta\mathfrak{J}^2 \cdot \Delta l^2 \omega^2 (e^{h_1\omega} - e^{-h_2\omega})^2$.
Funcția de autocorelație	$C_{Z_z}(x) = 8\pi\,\Delta\,\mathfrak{J}^2\,\Delta l^2 \left\{\left(\frac{2h_1}{4h_1^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h_1}\right)^2\right] + \left(\frac{2h_2}{4h_2^2 + x^2}\right)^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{2h_2}\right)^2\right] - 2\left[\frac{h_1 + h_2}{(h_1+h_2)^2 + x^2}\right]^3 \left[1 - 3\left(\frac{x}{h_1 + h_2}\right)^3\right]\right\}$.
Energia	$E_{Z_z} = 8\pi\Delta\mathfrak{J}^2\Delta l^2 \left[\frac{1}{2h_1^3} + \frac{1}{2h_2^3} - 2\frac{1}{(h_1 + h_2)^3}\right]$.

Observații : În expresiile de mai sus $K_0(x)$, $K_1(X)$ și $K_2(X)$ sînt funcții Bessel modificate de speța a doua și de ordinele zero, unu sau doi iar $\Gamma(K+n)$ sînt funcții gamma.

Primit la redacție la 10 iunie 1971.

ÎNREGISTRĂRI DE VARIAȚII GEOMAGNETICE PE TERITORIUL ROMÂNIEI (PARTEA I)

DE

F. CALOTĂ, I. CÂLȚAN, A. IONESCU, A. SOARE, V. ȘTEFLEA*
Institutul de geofizică aplicată

INTRODUCERE

Cercetarea distribuției spațiale a variațiilor geomagnetice constituie una din problemele moderne ale geofizicii fundamentale și aplicate. Rezultatele acestor cercetări pot fi fructificate atît în scopul obținerii de informații asupra structurii și fenomenelor ionosferice, cît și pentru determinarea distribuției conductivității electrice în interiorul adînc al Pămîntului [1]—[4].

Ținîndu-se seama de larga dezvoltare luată de studiul distribuției variațiilor geomagnetice, s-a inițiat și în țara noastră, începînd din anul 1967, un program amplu de cercetări care urmărește să răspundă mai multor cerințe dintre care citãm :

Cercetările geofizice pentru studiul structurilor geologice adînci trebuie să fie completate prin aplicarea metodei sondajului geomagnetic de adîncime bazat pe înregistrări de variații magnetice temporale.

Cercetările distribuției și propagării unor fenomene ionosferice sînt mult avantajate de prelucrarea unor înregistrări efectuate simultan în mai multe puncte de observație.

Prospecțiunile magnetometrice cărora li se pun probleme din ce în ce mai dificile trebuie să aibe o precizie mult sporită, fapt care presupune îmbunătățirea modului de aplicare a reducerilor de variație diurnă.

La toate acestea se adaugă și obligația de a se aduce contribuția noastră la o problemă de colaborare internațională, studiată de mai mult timp pe plan mondial.

Lucrarea de față își propune să prezinte rezultatele obținute de noi în fazele experimentală, de prelucrare a datelor și de interpretare, în această primă parte prezentîndu-se metodica lucrărilor de teren, aparatura folosită, rețeaua de stații în care s-au efectuat înregistrări de variații magnetice în perioada 1967—1970, ca și prelucrarea inițială a datelor.

Înregistrările de teren și prelucrarea datelor de măsură au fost efectuate simultan de două grupe de lucru, prima alcătuită din ing.

* Ordinea autorilor este cea alfabetică

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2, P. 323–331, BUCUREȘTI, 1971

A. Soare și ing. A. Ionescu, iar a doua din ing. V. Șteflea, ing. F. Calotă și ing. I. Câlțan, ambele completate cu tehnicieni și muncitori auxiliari.

I. LUCRĂRI DE TEREN

a) Aparatură

Pentru înregistrări, prima grupă de lucru a utilizat două dispozitive magnetografice de tip Bobrov cu viteza de desfășurare a hîrtiei fotografice de 2 cm/oră. Valoarea de scală, care poate fi modificată cu ajutorul magneților compensatori, a fost în general de 1—2,5 gamma/mm.

Cea de a doua grupă a folosit două dispozitive de tip AskaniaGv3 prevăzute cu termostat. Viteza de desfășurare a hîrtiei a fost tot 2 cm/oră iar valoarea de scală de ordinul 3—4 gamma/mm.

b) Metodica de lucru

În faza alegerii punctelor de măsură, din punct de vedere al condițiilor de înregistrare s-au respectat recomandările obișnuite asupra modului de alegere a unei stații în care se fac măsurători magnetice. În cazul aparatelor fără termostat, s-au luat precauțiuni speciale căutîndu-se locuri de amplasare în care temperatura să nu prezinte variații, deși s-a stabilit experimental că aceste variații au o influență foarte mică asupra înregistrărilor.

După pregătirea amplasamentului, s-a efectuat instalarea și reglarea aparaturii a cărei bună funcționare a fost urmărită pe toată durata înregistrării. S-a verificat continuu menținerea orizontalității și a funcționării ceasornicului care furniza semnale de timp și s-au efectuat operații de etalonare la intervale scurte de timp, deși s-a constatat că aparatele nu-și schimbă practic valoarea de scală într-o stație, dacă nu se fac intervenții la sistemele de măsură. S-a adoptat pentru fiecare stație o valoare medie a constantei de scală, obținută ca medie a tuturor determinărilor, aceasta întrucît abaterile de la medie au fost întotdeauna foarte mici.

Durata de înregistrare într-o stație a variat între 10 și 30 zile, fiind obișnuit de 20 zile. Acest interval de timp este în general suficient, dar este bine să fie mai lung cînd se studiază și variații de perioadă mai mare, el putînd fi redus atunci cînd se urmăresc variații cu perioadă scurtă și cînd activitatea geomagnetică este de nivel mediu sau ridicat.

Întrucît aparatura a fost orientată magnetic, au fost înregistrate întotdeauna variațiile declinației, componentei orizontale și componentei verticale.

c) Rețeaua de stații de înregistrare

Amplasarea stațiilor de măsură a fost făcută într-o primă fază în scopul acoperirii cît mai uniforme a teritoriului român cu o rețea echidistanțată de stații situate la distanțe de 30—50 km una de alta. Ulterior,

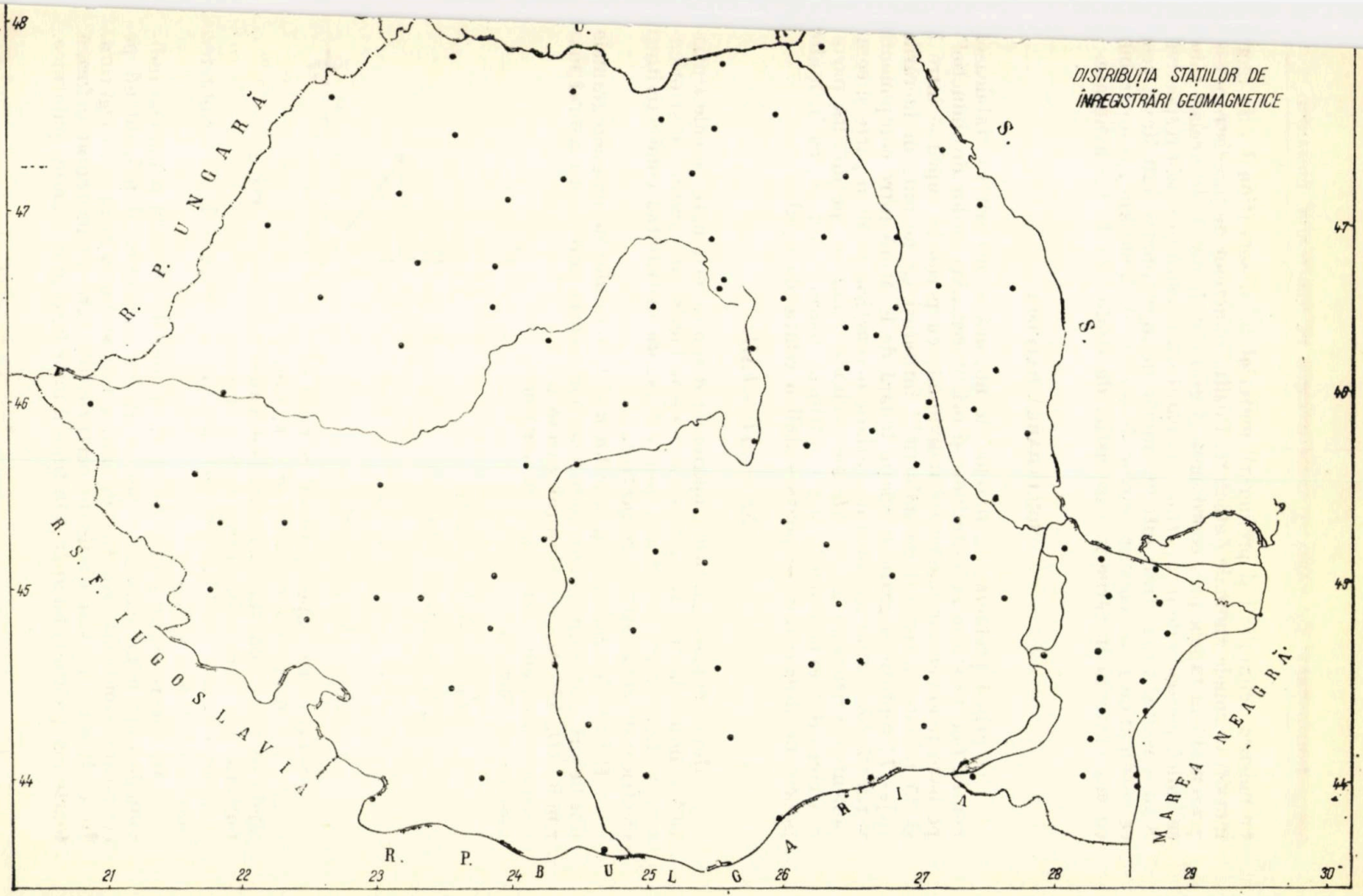

DISTRIBUȚIA STAȚIILOR DE
ÎNREGISTRĂRI GEOMAGNETICE
R. P. UNGARĂ
R. S. F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
MAREA NEAGRĂ
S.
S.
48
47
46
45
44
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Fig. 1

pe măsura acumulării și prelucrării materialului observațional s-au făcu îndesiri în zonele anomale detectate. Poziția punctelor de înregistrare est prezentată în tabelă prin coordonate și grafic în figura 1. În același tab se indică perioada de înregistrare și aparatura folosită în stația respectivă S-au executat înregistrări într-un număr de aproximativ 120 stații, cee ce corespunde la o acoperire medie de o stație la 2000 km², comparabil cu cea obținută în țările în care astfel de studii sînt foarte avansate.

II. PRELUCRAREA DATELOR

O primă prelucrare a datelor de măsură a urmărit să stabilească pentru fiecare stație amplitudinea și orientarea „vectorilor de inducție" pe baza fenomenelor magnetice individuale cu perioada cuprinse între 5 și 35 minute. „Vectorii de inducție" introduși ca noțiune în lucrările [5]—[7] reprezintă grafic o relație liniară de legătură între componenta verticală ΔZ a unui fenomen de variație magnetică, pe de o parte și com ponentele orizontale ΔD și ΔH ale aceluiași fenomen, pe de altă parte S-a constatat experimental și s-a justificat teoretic [7], [8] că în multe puncte de înregistrare se poate stabili o relație de tipul

$$\Delta Z = a\Delta D + b\Delta H.$$

Reprezentarea grafică a mărimilor a și b determinate pe cale statistică conduce la trasarea „vectorului de inducție" de mărime c și orientare θ (fig. 2),care furnizează indicații asupra distribuției conductivității electrice în zona stației respective.

Pentru determinatea mărimilor a și b, s-au ales pe magnetogramele din fiecare stație un număr de n fenomene pentru care s-au măsurat mărimile ΔD, ΔH, ΔZ, cu ajutorul cărora s-au obținut un sistem de n ecuații cu două necunoscute de forma :

$$\Delta Z_1 = a\,\Delta D_1 + b\Delta H_1$$
$$\Delta Z_2 = a\Delta D_2 + b\Delta H_2$$
$$\cdots\cdots\cdots\cdots$$
$$\Delta Z_n = a\Delta D_n + b\Delta H_n$$

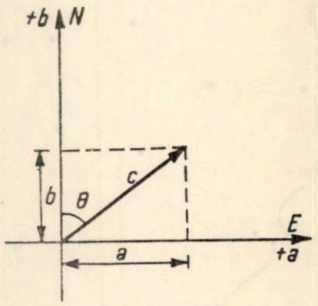


Fig. 2

S-a construit apoi sistemul normal de ecuații și s-au stabilit mărimile a și b, utilizîndu-se o metodă îmbunătățită de calcul numeric [8], care prin introducerea cracovienilor creează posibilitatea stabilirii erorilor făcute la determinarea mărimilor a, b, c și θ.

În fiecare stație s-au selectat un număr de 50—100 fenomene individuale aparținînd categoriei perturbațiilor magnetice și îndeplinind pe cît posibil condițiile teoretice în care a fost stabilită relația de legătură. În acest scop au fost eliminate perturbațiile care au prezentat o formă foarte neregulată și au apărut în timpul unor furtuni magnetice puternice.

Tabel

Nr.	Staţie şi indicativ	Coordonate	Perioada de înreg.	Aparat	*a*	*b*
1.	Agigea	28° 38′	iul. 1967	Askania	−0,06	+0,24
	AGI	44 05		Gv 3		
2.	Vrîncioaia	26 42	iun.	,,		
	VRI	45 51	iul. 1967	,,	−0,21	+0,17
3.	Sf. Gheorghe	25 47	aug.			
	SFG	45 52	sep. 1967	,,	−0,24	+0,12
4.	Giurgiu	23 58	oct. 1967	,,	+0,17	−0,14
	GIU	43 53				
5.	Jurilovca	28 53	iul. 1967	,,	−0,12	+0,16
	JUR	44 45				
6.	Bran	25 23	aug. 1967	,,	−0,41	+0,16
	BRA	45 32				
7.	Bacău	26 56	sep. 1967	,,	−0,14	+0,30
	BAC	46 34				
8.	Boceşa	21 46	aug. 1967	,,	−0,16	−0,15
	BOC	45 23				
9.	Roşiori	24 59	apr. 1968	,,	+0,02	−0,25
	ROS	44 07				
10.	Filiaşi	23 32	mai 1968	,,	+0,12	−0,24
	FIL	44 33				
11.	Vlădeni	27 20	iun. 1968	,,	−0,02	+0,27
	VLA	47 25				
12.	Gheorghieni	25 36	iul. 1968	,,	−0,17	+0,17
	GHE	46 43				
13.	Dumbrava	23 13	iul.	,,	−0,45	+0,38
	DUM	46 50	aug. 1968			
14.	Măcin	28 07	aug. 1968	,,	−0,28	−0,27
	MAC	45 15				
15.	Pătîrlagele	26 18	sep. 1968	,,	−0,25	+0,01
	PAT	45 21				
16.	Lipova	21 41	oct. 1968	,,	+0,19	−0,22
	LIP	46 06				
17.	Herculane	22 26	nov. 1968	,,	−0,08	+0,27
	HER	44 53				
18.	Pietroşiţa	25 27	dec. 1968	,,	−0,12	+0,28
	PIE	45 11				
19.	Piteşti	24 51	mar. 1968	,,	+0,11	−0,13
	PIT	44 52				
20.	Ciorăşti	27 19	apr.	,,	+0,07	−0,07
	CIO	45 26	mai 1968			
21.	Tg. Jiu	23 16	mai 1968	,,	−0,17	+0,06
	TGJ	45 02				
22.	Dorohoi	26 23	iun. 1968	,,	−0,03	+0,28
	DOR	47 52				
23.	Piatra Neamţ	26° 22′	iun.	Askania	+0,03	−0,36
	PIN	46 56	iul. 1968	Gv 3		
24.	Negreşti	23 25	iul. 1968	,,	−0,06	−0,32
	NEG	47 52				
25.	Buzău	26 50	sep. 1968	,,	+0,14	−0,08
	BUZ	45 09				
26.	Hîrşova	27 57	aug. 1968	,,	−0,26	−0,11
	HIR	44 41				
27.	Haţeg	22 57	oct. 1968	,,	+0,11	−0,08
	HAT	45 36				
28.	Caransebeş	22 13	nov. 1968	,,	+0,07	−0,30
	CAB	45 24				

(*continuare*)

29.	Titu	25	33	dec. 1968	,,	+0,16	−0,30
	TIT	44	39				
30.	Oltenița	26	38	apr. 1969	,,	+0,29	−0,01
	OLT	44	06	mai			
31.	Voiteg	21	14	mai	,,	+0,08	−0,16
	VOI	45	28	iun. 1969			
32.	Zalău	23	04	iul. 1969	,,	+0,02	−0,37
	ZAL	47	11				
33.	Dej	23	56	iun. 1969	,,	−0,06	−0,21
	DEJ	47	10				
34.	Cîmpeni	23	03	iun.	,,	−0,17	−0,01
	CIP	46	23	iul. 1969			
35.	N. Bălcescu	28	23	aug. 1969	,,	−0,12	+0,19
	BAL	44	23				
36.	Tg. Bujor	27	54	sep. 1969	,,	+0,10	−0,36
	TGB	45	50				
37.	Moinești	26	29	sep.	,,	−0,07	−0,41
	MOI	46	28	oct. 1969			
38.	Calafat	22	56	oct.	,,	+0,17	−0,03
	CAF	43	59	nov. 1969			
39.	Plevna	26	59	nov. 1969	,,	+0,13	−0,20
	PLE	44	22				
40.	Bucu	27	31	dec. 1969	,,	+0,56	−0,01
	BUC	44	37				
41.	Videle	25	32	apr.	,,	+0,23	−0,21
	VID	44	16	mai 1969			
42.	Oravița	21	42	mai	,,	+0,29	−0,05
	ORA	45	03	iun. 1969			
43.	Turda	23	48	iun.	,,	+0,20	−0,09
	TUR	46	35	iul. 1969			
44.	Carei	22	28	iul. 1969	,,	−0,004	−0,30
	CAR	47	42				
45.	Cobadin	28	14	aug. 1969	,,	−0,13	+0,20
	COB	44	05				
46.	Bîrlad	27	39	sep. 1969	,,	+0,05	−0,11
	BIR	46	14				
47.	Zalău	23°	04	iun. 1969	Askania Gv 3	−0,03	−0,32
	ZAL	47	11				
48.	Miercurea Ciuc	25	47	sep.	,,	−0,31	+0,11
	MIC	46	22	oct. 1969	,,		
49.	Segarcea	23	45	oct.	,,	+0,18	−0,15
	SEG	44	07	nov. 1969			
50.	Urziceni	26	38	nov.	,,	+0,01	−0,37
	URZ	44	43	dec. 1969			
51.	Plopana	27	13	sep. 1970	,,	+0,07	+0,47
	PLO	46	42				
52.	Somcuta Mare	23	28	sep.	,,	+0,11	−0,23
	SOM	47	31	oct. 1970			
53.	Rădinești	23	46	iun. 1970	,,	+0,08	−0,17
	RAD	44	46				
54.	Covasna	26	10	iun.	,,	−0,01	+0,19
	COV	45	50	iun. 1970			
55	Grădina	28	26	iul.	,,	−0,24	+0,11
	GRA	44	32	aug. 1970			
56.	Pustnicul	26	20	ian.	,,	+0,34	−0,25
	PUS	44	29	feb. 1970			
57.	Sutești	27	26	apr.	,,	+0,23	−0,23
	SUT	45	14	mai 1970			
58.	Mizil	26	26	mai	,,	+0,24	−0,14
	MIZ	45	01	iun. 1970			

ontinuare)

59.	Medgidia	28	16	aug. 1970	,,	−0,15	+0,22
	MED	44	14				
60.	Roman	26	56	sep. 1970	,,	−0,06	+0,34
	ROM	46	56				
61.	Apahida	23	45	sep.	,,	+0,01	−0,18
	APA	46	48	oct. 1970			
62.	Sănduleni	26	43	iun.	,,	−0,05	+0,23
	SAN	46	27	iul. 1970			
63.	Casimcea	28	23	iul. 1970	,,	−0,11	−0,01
	CAS	44	43				
64.	T. Vladimirescu	27	38	apr.	,,	+0,10	−0,28
	TVL	45	34	mai 1970			
65.	Caracal	24	22	iun. 1970	,,	+0,03	−0,23
	CAR	44	08				
66.	Porumbacu de Jos	24	27	apr.	Bobrov	−0,06	+0,09
	POR	45	45	mai 1967			
67.	Cîmpulung Mold.	25	03	apr.	,,	+0,11	+0,27
	CIM.	45	18	mai 1967			
68.	Vinţul de Jos	23	28	iun. 1967	,,	−0,20	+0,12
	VIN	45	59				
69.	Vălişoara	23	35	iun. 1967	,,	−	−
	VAL	46	23				
70.	Tuzla	28	39	iul.	Bobrov	−0,19	+0,34
	TU	43	59	aug. 1967			
71.	Bugeac	27	27	iul.	,,	−0,07	+0,17
	BUG	44	05	aug. 1967			
72.	Dăeşti	24	23	sep. 1967	,,	−0,24	+0,34
	DAE	45	12				
73.	Dumitreşti	24	18	sep. 1967	,,	+0,03	−0,18
	DUI	44	41				
74.	Ghighiu	26	04	sep. 1967	,,	+0,07	−0,15
	GHI	44	54				
75.	Ciochina	27	03	oct.	,,	+0,01	+0,04
	CIC	44	36	nov. 1967			
76.	Băile Felix	22	00	mai 1968	,,	+0,07	−0,32
	BAF	46	59				
77.	Păcăleşti	22	24	mai 1968	,,	+0,06	−0,16
	PAC	46	37				
78.	Sovata	25	03	iun. 1968	,,	−0,23	+0,07
	SOV	46	34				
79.	Cucerdea	24	20	iun. 1968	,,	−0,21	+0,01
	CUC	46	35				
80.	Nufărul	28	54	iul. 1968	,,	+0,28	−0,18
	NUF	45	09				
81.	Năvodari	28	38	iul. 1968	,,	+0,25	+0,31
	NAV	44	19				
82.	Cîmpulung Mold.	25	33	aug. 1968	,,	+0,09	+0,35
	CIM	47	31				
83.	Putna	25	35	aug. 1968	,,	+0,18	+0,32
	PUT	47	52				
84.	Perieţi	24	33	sep. 1968	,,	+0,06	−0,29
	PER	44	24				
85.	Gîrcov	24	37	sep. 1968	,,	−0,07	−0,16
	GIR	43	46				
86.	Tepu	27	22	oct. 1968	,,	+0,06	−0,10
	TEP	45	58				

(continuare)

87.	Cornățel	27	03	oct. 1968	,,	+0,26	+0,10
	COR	46	08				
88.	Viziru	27	43	nov. 1968	,,	+0,91	−0,09
	VIZ	45	03				
89.	Bacova	21	39	mai 1969	,,	−0,50	−0,56
	BAV	45	35				
90.	Tomnatec	20	52	mai 1969	,,	−0,03	+0,08
	TOM	45	57				
91.	Porumbacu	24	27	iun. 1969	,,	−0,33	+0,07
	POR	45	46				
92.	Brădeni	24	52	iun. 1969	,,	−0,38	+0,09
	BRA	45	58				
93.	Celei Tismana	22	58	iun. 1969	,,	+0,10	−0,14
	CET	44	56				
94.	Vișeu	24	27	iul. 1969	Bobrov	−0,17	−0,18
	VIS	45	08				
95.	Mocod	24	22	iul. 1969	,,	+0,06	−0,12
	MOC	46	35				
96.	Sf. Gheorghe (Del.)	29	30	iul. 1969	,,	−0,87	+0,08
	SGD	44	54				
97.	Istria	28	48	aug. 1969	,,	−0,28	+0,03
	IST	44	33				
98.	Cocoș	28	18	aug. 1969	,,	+0,01	−0,43
	COC	45	12				
99.	Bîrnova	27	26	sep. 1969	,,	−0,30	+0,19
	BIR	47	08				
100.	Tanacu	27	42	sep. 1969	,,	+0,39	+0,69
	TAN	46	38				
101.	Cristești	26	28	sep. 1969	,,	+0,07	+0,48
	CRI	47	16				
102.	Bosanci	25	54	sep.	,,	−0,32	+0,76
	BOS	47	37	oct. 1969			
103.	Polovraci	23	51	oct.	,,	−0,09	+0,24
	POL	45	03	nov. 1969			
104.	Vîrteșcoi	27	05	oct.	,,	−0,02	+0,16
	VIR	45	46	nov. 1969			
105.	Porumbacu	24	27	mai	,,	−0,24	+0,07
	POR	45	46	iun. 1970			
106.	Cheia	26	00	mai	,,	−0,09	+0,22
	CHE	45	29	iun. 1970			
107.	Suseni	25	34	iun. 1970	,,	−0,39	−0,05
	SUS	46	42				
108.	Borsec	25	29	iun. 1970	,,	−0,11	+0,20
	BOR	46	59				
109.	Slănic Moldova	26	32	iun.	,,	+0,11	+0,23
	SIM	46	17	iul. 1970			
110.	Bolovăniș	26	02	iun.	,,	−0,03	+0,27
	BOL	46	40	iul. 1970			
111.	Horia	28	09	iul.	,,	+0,07	−0,19
	HOR	44	41	aug. 1970			
112.	Sarichioi	28	51	iul.	,,	−0,09	+0,12
	SAR	45	00	aug. 1970			
113.	Dorna Arini	25	20	aug. 1970	,,	+0,19	+0,21
	DOR	47	19				
114.	Cîrlibaba	25	05	aug. 1970	,,	−0,22	+0,03
	CIR	47	37				
115.	Brezoi	24	12	sep. 1970	,,	−0,25	+0,22
	BRE	45	22				
116.	Rășinari	24	04	sep. 1970	,,	−0,15	+0,19
	RAS	45	46				

continuare)

117.	Văleni Adjud VAL	27° 09′ 46 06	oct. 1970	Bobrov	−0,05	+0,11
118.	Ciochina CIC	27 05 44 38	oct. nov. 1970	,,	+0,15	−0,23
119.	Viziru VI	27 43 45 03	oct. nov. 1970	,,	+0,10	−0,28

Valorile *a* şi *b* reprezentate în tabelul I permit trasarea „vectorului de inducţie" pentru fiecare staţie.

În partea a II-a a lucrării se vor prezenta prelucrările ulterioare de date efectuate în scopul „sondării magnetice" a subsolului ca şi rezultatele interpretării fizice şi în termeni geologici a rezultatelor.

La efectuarea lucrărilor de teren şi de prelucrare a datelor o contribuţie importantă a fost adusă de tehnicienii A. Cheagă, E. Simion, N. Simion, I. Stoica şi V. Vecerdea, cărora li se aduc mulţumiri.

BIBLIOGRAFIE

1. W. Kertz, *The Conductivity Anomaly in the Upper Mantle Found in Europe*, Journ, Geomagn. Geoelectr., **XV**, *4*, 185—192 (1964).
2. U. Schmucker, *Anomalies of Geomagnetic Variations in Southwestern United States*, Journ. Geomagn. Geoelectr., **XV**, *4*, 193—221 (1964).
3. J. E. Everett, R. D. Hyndmann, *Geomagnetic Variations and Electrical Conductivity Structure in Southwestern Australia*, Phys. Earth Planet. Interiors, *1*, 24—34 (1967).
4. A. T. Price, *Electromagnetic Induction by Transient Geomagnetic Variations*, International Dictionary of Geophysics, editor S. K. Runcorn, vol. I, Pergamon Press, 443—453, 1967.
5. W. D. Parkinson, *Direction of Rapid Geomagnetic Fluctuations*, Geophys. J., *2*, 1—14 (1959).
6. W. D. Parkinson, *Conductivity Anomalies in Australia and Ocean Effect. Journ*, Geomagn. Geoelectr., **XV**, *4*, 222—226 (1964).
7. H. Wiese, *Geomagnetische Tiefentellurik*, Akademie Verlag, Berlin, 1965.
8. J. Jankowski, *Short — Period Variations of Earth's Magnetic Field on Territory of Poland and Their Relations with Deep Substratum Structure*, Acta Geophysica Polonica, **XIII**, *2* (1965).

A VIII-A CONFERINȚĂ UNIONALĂ CONSACRATĂ CÎMPULUI GEOMAGNETIC PRINCIPAL ȘI PALEOMAGNETISMULUI

Kiev 14—18 decembrie 1970

DE

T. NEȘTIANU, D. ROMANESCU

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

Cea de a VIII-a Conferință unională consacrată cîmpului geomagnetic principal și paleomagnetismului, organizată de către Comisia unională de geomagnetism a Academiei de Științe a U.R.S.S. și de Institutul de geofizică al Academiei de Științe a R. S. S. Ucraineană, a reunit 240 delegați din Uniunea Sovietică — reprezentînd geofizicieni din 22 institute de cercetări, 18 institute de învățămînt superior, 14 întreprinderi sau trusturi — precum și 19 delegați străini. (Din țara noastră au participat, ca delegați ai Institutului de geofizică aplicată tov. D. Romanescu, directorul institutului și T. Neștianu, cercetător științific principal.)

În cadrul conferinței au fost trecute în revistă rezultatele cercetărilor efectuate în U.R.S.S., în aceste domenii, în ultimii 3 ani (perioadă ce a trecut de la conferința precedentă).

Datorită numărului foarte mare de lucrări (au fost trimise în total 214 comunicări), la această reuniune s-a renunțat la sistemul comunicărilor separate, optîndu-se pentru prezentarea de referate ample, ce sintetizau rezultatele obținute de mai mulți autori într-un anumit domeniu.

Cea mai mare atenție în cadrul conferinței s-a dat studiului proprietăților magnetice ale rocilor, fapt atestat atît de numărul relativ mare de referate prezentate — 12 din totalul de 27 — cît și de varietatea problemelor studiate, teoretic cît și experimental.

Astfel, referitor la mecanismul magnetizării și la diferite aspecte ale acesteia au fost prezentate referatele:

— Mecanismul de autoinversiune a magnetizării rocilor;

— Structura cristalină și proprietățile magnetice în cazul transformărilor chimice din roci;

— Anizotropia magnetică a rocilor;

— Legătura dintre parametrii magnetici și caracteristicile fazelor feromagnetice;

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 9, NR. 2, P. 333—335, BUCUREȘTI, 1971

— Cercetări teoretice asupra magnetizării vîscoase a rocilor;
— Studiul proprietăților magnetice a rocilor la temperaturi joase

Rezultatelor studiilor asupra proprietăților magnetice ale rocilor și folosirea acestora în rezolvarea problemelor geologice le-au fost consacrate sintezele:

— Caracteristicile magnetice ale bazaltelor și legătura lor cu particularitățile formării acestor roci;

— Dependența magnetizării rocilor magmatice de condițiile geologice a formării acestora;

— Rezolvarea unor probleme geologice concrete cu ajutorul magnetismului rocilor;

— Influența solicitărilor constante și variabile asupra magnetizării rocilor și efectul seismomagnetic.

Un referat a fost consacrat rezultatelor cercetărilor asupra proprietăților magnetice ale rocilor lunare și ale meteoriților.

În domeniul studiului cîmpului geomagnetic principal un referat a fost consacrat cercetărilor privind mecanismul de generare al acestuia:

— Teoria dinamo-ului magnetohidrodinamic al Pămîntului

Alte referate au fost consacrate distribuției cîmpului geomagnetic și interpretării anomaliilor magnetice:

— Reprezentarea cîmpului geomagnetic principal;
— Cîmpul magnetic al crustei continentale;
— Cîmpul magnetic al crustei oceanice;
— Metode matematice de interpretare a cîmpului geomagnetic;
— Metodica și tehnica prospecțiunii aeromagnetice și magnetice marine.

Cercetărilor asupra variației seculare a cîmpului geomagnetic le-au fost consacrate referatele:

— Stadiul cercetărilor asupra variației seculare a cîmpului geomagnetic în U.R.S.S.;
— Variația seculară a cîmpului geomagnetic dedusă pe baza măsurătorilor directe;
— Variația seculară pe baza datelor arheo și paleomagnetice.

În domeniul cercetărilor paleomagnetice, referatele prezentate au subliniat tendința de aplicare a rezultatelor obținute la rezolvarea unor probleme geologice concrete. În acest sens citățm referatele:

— Principiile stratigrafiei paleomagnetice;
— Paleomagnetismul și paleotectonica;
— Paleomagnetismul perioadei neogene-cuaternare.

Problemele legate de încercarea de a se stabili o cronologie pe baze paleomagnetice au constituit subiectul referatelor:

— Date paleomagnetice obținute în U.R.S.S. și problema magnetizării nesincrone a rocilor;
— Trăsăturile caracteristice ale regiunilor de tranziție.

Referatele prezentate au dat loc la discuții foarte animate la care au participat un număr mare de delegați.

Lucrările conferinței au arătat clar atît importanța deosebită ce se acordă în U.R.S.S. cercetărilor din domeniul geomagnetismului cît și

tendințele de dezvoltare în viitor ale acestora. De asemenea s-a vădit seriozitatea cu care sînt abordate aceste cercetări precum și cadrul material ce a permis obținerea rezultatelor valoroase expuse la această conferință. Premizele dezvoltării în viitor a cercetărilor în acest domeniu sînt evidente și în acest sens trebuie citată hotărîrea luată în cadrul conferinței de a se organiza școli de vară avînd ca tematică paleomagnetismul și cîmpul geomagnetic principal.

S-a stabilit ca următoarea conferință să aibă loc peste trei ani la Baku.

Primit la redacție la 7 mai 1971.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ şi GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE,
SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

IULIU POP, **Magnetismul pămînturilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

A. CIȘMAN, B. F. ROTHENSTEIN, A. POLICEC, **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 150 p., 8 lei.

P. ȘANDRU, și A. ȚOPA, **Radionuclizi**, 1968.

C. CONSTANTINESCU și A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GAȘPAR și M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria și aplicațiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU și N. VÎLCOV, **Măsurarea radiațiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei**, 1968, 396 p. + 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU, R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali)**, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara.**

IOAN MÎRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare.**

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi.**

AL. KISSLING, **Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskurn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 9, NR. 2,
P. 219—336, BUCUREȘTI, 1971

I.P.I. — c. 2795

43867

Lei 40.—